



Università degli Studi di Cagliari

DOTTORATO DI RICERCA

IN

INGEGNERIA DEL TERRITORIO

Ciclo XXIII

**SISTEMI DI TELERILEVAMENTO TERMICO PER
IL MONITORAGGIO E LA PREVENZIONE
DEI RISCHI NATURALI: IL CASO SISMICO**

Settore/i scientifico disciplinari di afferenza: GEO-11

Presentata da:	Luca Piroddi
Coordinatore Dottorato	Prof. Giorgio Querzoli
Relatore	Prof. Gaetano Ranieri

Anno accademico 2009 - 2010

SISTEMI DI TELERILEVAMENTO TERMICO PER IL MONITORAGGIO

E LA PREVENZIONE DEI RISCHI NATURALI: IL CASO SISMICO

Ringraziamenti.....	3
1 Introduzione	4
2 Il telerilevamento termico	7
3 Il metodo adottato.....	14
4 Applicazione agli eventi sismici	19
4.1 <i>Fenomenologia e meccanica del terremoto</i>	20
4.2 <i>Precursori e precursori termici</i>	27
4.3 <i>Telerilevamento satellitare in sismologia.....</i>	32
4.4 <i>Il terremoto aquilano</i>	36
5 Risultati.....	41
5.1 <i>Aree di inquadramento e periodi di osservazione.....</i>	41
5.2 <i>Analisi sui dati grezzi in corrispondenza degli eventi sismici</i>	44
5.3 <i>Tecniche di accorpamento dei dati</i>	47
5.4 <i>Conduzione termica ipocentro-superficie</i>	134
5.5 <i>Differenza BT - LST</i>	139
6 Conclusioni.....	153
7 Riferimenti bibliografici	158

Ringraziamenti

Vorrei ringraziare l'Università di Cagliari ed il dipartimento di Ingegneria del Territorio per avermi dato la possibilità di frequentare il dottorato di ricerca.

Grazie al prof. Gaetano Ranieri per avermi introdotto alle affascinanti tematiche della geofisica applicata, per avermi offerto continuo supporto scientifico e appoggio morale per portare a compimento gli studi di tesi, per avermi permesso di partecipare a lavori di ricerca sempre stimolanti anche al di fuori del tema specifico di tesi.

Grazie, tra tutti, ai professori Gianpiero Deidda, Giuseppe Mazzarella e Paul Menzel per l'accuratezza ed il rigore dei corsi che hanno consentito di affrontare tematiche che sarebbero state altrimenti ancora più ostiche e lontane.

Grazie ai professori Stefano Grimaz e Luigi Sambuelli per la preziosa opera di review della bozza di tesi e per i consigli che ne hanno permesso il miglioramento e l'acquisizione di un miglior senso critico.

Grazie a tutte le persone che ho avuto il piacere di conoscere e apprezzare durante questi anni di dottorato, Luigi per tutto, Francesco, Carlo, Basilio, Stefano, Alberto, Claudia, Mara, Hajar, Marco, Checco, Enzo, Tonio, Marco, Mario, Rosella, Irene, Sergio, Silvia, Michelangelo, Laura e Paolo.

Grazie all'agenzia Land SAF per il servizio offerto alla comunità scientifica di produzione e distribuzione di dati meteorologici.

Grazie al Meteorologico dell'Aeronautica Militare, al Tenente Colonnello Francesco Zauli e al Capitano Davide Melfi, per la fornitura dei dati climatici e per l'assistenza alla fase di calibrazione e pre-elaborazione degli stessi.

Grazie a tutti i miei cari che mi sono sempre stati vicini durante questi anni, a chi mi ha visto solo iniziare il cammino del dottorato, a chi mi vede solo concluderlo.

1 Introduzione

Le applicazioni di telerilevamento satellitare possono essere datate a partire dal lancio del satellite sovietico Sputnik1 il 4 Ottobre 1957; è solo il 23 Luglio 1973 che si ha il primo sensore multispettrale appositamente progettato per l'osservazione della superficie terrestre in ambito civile, in orbita a bordo del Landsat1. Da allora è stato ininterrotto lo sviluppo delle tecnologie di acquisizione, elaborazione ed interpretazione dei dati satellitari e di pari passo l'ampliamento ed approfondimento dei campi applicativi.

Le caratteristiche dei metodi di telerilevamento satellitare che ne hanno favorito la diffusione, anche e spesso in sinergia con prospezioni geofisiche ravvicinate, sono molteplici. Tra queste è utile segnalare:

- La copertura spaziale, ormai garantita per l'intero globo dalla rete di osservazione internazionale;
- La possibilità di monitorare simultaneamente tutta un'area di indagine e le sue condizioni al contorno senza sostanziali incrementi per il costo della prospezione, che permette di ottimizzare eventuali indagini o reti di monitoraggio a terra di maggior dettaglio;
- La rapidità di accesso ai dati che consente spesso di avere l'informazione finale in tempo quasi reale;
- La ripetitività delle misure nel tempo, in molti casi potendo disporre anche di raccolte di dati antecedenti alla progettazione dell'indagine specifica;
- La disponibilità di dati multiplatforma, polare e geostazionaria;
- La possibilità di effettuare rilievi con sensori attivi e passivi senza variare le condizioni di osservazione (stesso satellite), e operanti su differenti intervalli dello spettro elettromagnetico (sensori multispettrali e iperspettrali, ma anche varie bande radar e lidar);

Le applicazioni civili più comuni del telerilevamento riguardano la meteorologia, la climatologia, lo studio di ecosistemi naturali ed antropici, la mappatura geologica superficiale e l'individuazione di strutture affioranti, la topografia, lo studio delle coperture e dell'uso dei suoli, delle acque superficiali, il monitoraggio di inquinamenti atmosferici e marini, la gestione dei rischi e delle emergenze territoriali in fase pre e post-evento.

Le applicazioni di telerilevamento relative ai disastri naturali sono tra le più recenti e spesso ancora in fase di ricerca pre-operativa. Come accennato possono in taluni ambiti riguardare tutte le fasi di gestione del rischio:

- Il monitoraggio dei movimenti lenti di frana o subsidenza, dei rigonfiamenti di aree vulcaniche, delle piene dei fiumi;
- Il monitoraggio della formazione di onde anomale marine in conseguenza di eventi sismici;
- Il monitoraggio di sversamenti o dispersione aerea di agenti inquinanti, e del trasporto degli stessi;
- Il monitoraggio dell'innescio, sviluppo e avanzamento di incendi;
- La delimitazione delle aree e dei valori soggetti al danno e dell'entità dei danni stessi, al fine di ottimizzare le operazioni di soccorso.

La ricerca oggetto della presente tesi si propone di mettere in luce le potenzialità del telerilevamento termico nell'ambito degli studi sismologici. Tali applicazioni sono state proposte sin dalla fine degli anni '80 (*Gorny V.I. et alii, 1988*) con una produzione scientifica che si è sviluppata soprattutto negli ultimi 10 anni.

Tali studi hanno evidenziato la presenza di anomalie nella temperatura osservata nelle aree interessate da eventi sismici significativi e si sono focalizzati in particolar modo sulla ricerca di fenomeni termici precursori delle scosse di una certa entità.

Come verrà illustrato in maggior dettaglio più avanti, non è attualmente accettata in fase strettamente operativa l'assunzione dell'esistenza di un precursore termico per il manifestarsi di eventi sismici importanti e per la conseguente dichiarazione di condizioni di preallarme. In generale il campo della previsione sismica è ancora principalmente argomento di ricerca avanzata e non applicata operativamente (*Lombardo G., 2009*).

In particolare il presente studio è stato sviluppato analizzando il caso reale del terremoto aquilano del 6 Aprile 2009, mediante dati di derivazione geostazionaria all'infrarosso termico. Obiettivi della ricerca sono stati:

1. La verifica (a posteriori) di comportamento anomalo nelle dinamiche di temperatura giornaliera dei pixel contenenti l'epicentro degli eventi sismici più importanti;
2. Lo sviluppo delle tecniche di accorpamento temporale dei dati in grado di migliorare la focalizzazione del fenomeno in termini radiometrici e geometrici;

3. La possibilità di individuare precursori dalla distribuzione della variazione delle temperature apparenti del suolo, anche isolando effetti di tipo atmosferico legati a fenomeni di degassamento e interazione elettromagnetica in corrispondenza di eventi sismici.

Tali obiettivi di indagine sono stati sviluppati con approccio di validazione e di confutazione (sia spaziale che temporale), analizzando sia dati relativi ad un'area interessata dal fenomeno sismico (centro Italia) che di un'area sismicamente passiva (Sardegna). Le analisi sono state ripetute sia durante il periodo dello sciame sismico associato al terremoto del 6 Aprile 2009 che in condizioni di sola sismicità di fondo.

Per quanto concerne il primo punto (ricerca di anomalie nel comportamento dei singoli pixel) le analisi sono state estese anche ad un periodo di osservazione dell'estate 2010 caratterizzato da alcuni eventi sismici di media rilevanza.

2 Il telerilevamento termico

La trasmissione di energia per irraggiamento può essere rappresentata attraverso quattro leggi principali:

- La Legge di **Planck** che esprime l'andamento della intensità di radiazione elettromagnetica emessa dalle superfici in funzione della temperatura assoluta T e della lunghezza d'onda λ (o del numero d'onda ν):

$$M_{\lambda} = \varepsilon_{\lambda} \left(\frac{2\pi h c^2 \lambda^{-5}}{e^{\frac{hc}{\lambda k T}} - 1} \right) \quad [\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}],$$

$$M_{\nu} = \varepsilon_{\nu} \frac{c_1 \nu^3}{c^4 \left(e^{\frac{c_2 \nu}{T}} - 1 \right)} \quad [\text{W m}^{-2} \text{Hz}^{-1}];$$

in cui: ε_{λ} , ε_{ν} emissività spettrali della superficie;

$c = 2.998 * 10^8 \text{ [m s}^{-1}]$ velocità della luce nel vuoto;

$h = 6.62 * 10^{-34} \text{ [J s]}$ costante di Planck o quanto d'azione;

$k = 1.38 * 10^{-23} \text{ [J K}^{-1}]$ costante di Boltzmann;

$$c_1 = 2\pi h c^2 = 3.7413 * 10^8 \quad [\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^4];$$

$$c_2 = \frac{c h}{k} = 1.43878 * 10^4 \quad [\mu\text{m}^4 \text{K}].$$

- La Legge di **Stefan-Boltzmann** esprime la quantità totale di potenza emessa dalle superfici (radianza) calcolata su tutto lo spettro elettromagnetico in funzione della temperatura superficiale T :

$$M = \varepsilon \sigma T^4 \quad [\text{W m}^{-2}], \quad \text{per i corpi grigi};$$

$$M = \sigma T^4 \int_0^{\infty} \varepsilon_{\lambda} d\lambda \quad [\text{W m}^{-2}], \quad \text{per i corpi reali};$$

in cui: $\sigma = 5.67 * 10^{-8} \text{ [J m}^{-2} \text{K}^{-4} \text{s}^{-1}]$, costante di Stefan-Boltzmann;

ε emissività superficiale del corpo grigio;

ε_{λ} emissività spettrali della superficie reale;

λ lunghezza d'onda della radiazione elettromagnetica;

- La Legge di **Wien** (o legge dello spostamento) indica il valore della lunghezza d'onda λ in cui l'emissione elettromagnetica è massima per una data temperatura T :

$$\lambda_{max} = \frac{2898}{T} \quad [\mu\text{m}];$$

- La Legge di **Kirchhoff** stabilisce la relazione tra i coefficienti di assorbimento α e di emissione ϵ , che per i corpi opachi ($\tau_\lambda = 0$) può essere espressa nella forma:

$$\frac{M_{reale\lambda}}{M_{corpo.nero\lambda}} = \epsilon_\lambda = 1 - \rho_\lambda = \alpha_\lambda$$

Le quattro leggi dell'irraggiamento esposte mostrano come la trasmissione di energia radiativa avvenga per mezzo di onde elettromagnetiche secondo distribuzioni che sono regolate essenzialmente dalle proprietà spettrali dei corpi coinvolti. Come noto, la classificazione della radiazione elettromagnetica avviene nell'ambito delle bande dello spettro elettromagnetico in opportuni intervalli di lunghezza d'onda λ o frequenza ν (Fig 1).

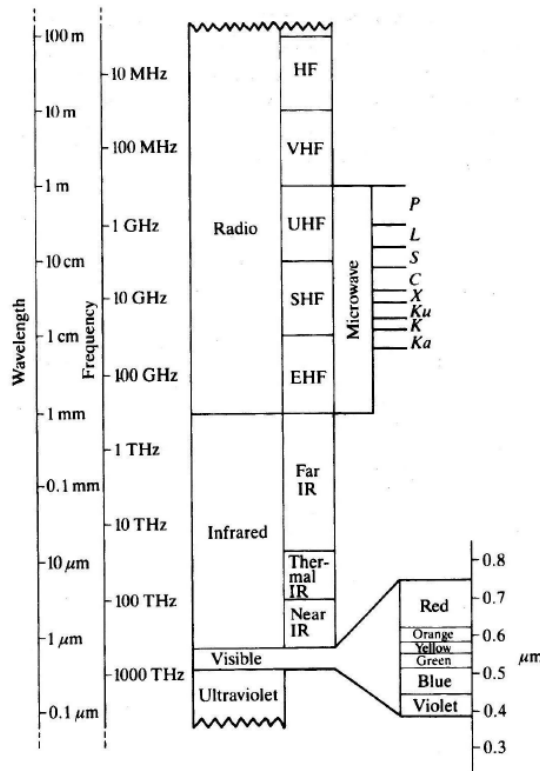


Fig 1. Bande dello spettro elettromagnetico tipicamente interessate da applicazioni di telerilevamento (da Rees W.G., 2001)

In particolare per le temperature tipiche degli ambienti naturali terrestri, abbiamo in base alla legge di Wien che il massimo di radiazione emessa si ha intorno ai 10 μ m, ovvero nell'infrarosso termico. Approssimando il sole come un corpo nero alla temperatura di 5900 K, otteniamo $\lambda_{max}=0.491 \mu$ m,

per cui la radiazione incidente la superficie esterna dell'atmosfera ha il massimo di potenza nella finestra del visibile, a cavallo tra il blu ed il verde.

Ai fini di caratterizzare la radiazione rilevata proveniente da una qualsiasi superficie, viene solitamente introdotta la **temperatura radiometrica** o **temperatura di brillantezza** (brightness temperature **BT**) che consiste nella temperatura che avrebbe quella superficie se fosse un corpo nero. La temperatura radiometrica ha una sua variabilità spettrale, poiché ogni superficie ad una fissata temperatura termodinamica irradia secondo la propria emissività spettrale, per cui le temperature radiometriche rilevate alle varie lunghezze d'onda (ovvero temperature apparenti) saranno sempre inferiori o uguali alla temperatura termodinamica reale. Analoga variabilità si può riscontrare, fissata la lunghezza d'onda di osservazione, tra superfici differenti aventi la stessa temperatura termodinamica (Tab 1).

Superficie	ϵ_λ [adim]	$\Delta\epsilon$ [adim]	T_s [K]	BT_λ [K]	ΔT [K]
Corpo nero	1.00	---	300.0	300.0	---
Vegetazione	0.98	-2%	300.0	298.5	-1.5
Suolo umido	0.95	-5%	300.0	296.2	-3.8
Suolo asciutto	0.92	-8%	300.0	293.8	-6.2

Tab 1. Confronto tra la temperatura termodinamica fissata di differenti superfici reali T_s e la loro temperatura radiometrica BT_λ per una data lunghezza d'onda λ assegnata (da Brivio P. A., Lechi G., Zilioli E., 2006)

Un altro aspetto importante della misura della temperatura di brillantezza è che essa è funzione esclusivamente della radiazione entrante nel sensore, per cui risulta influenzata:

- da proprietà di direzionalità delle superfici osservate;
- dall'eventuale radiazione riflessa soprattutto in funzione della banda elettromagnetica di osservazione e del contenuto spettrale della radiazione riflessa stessa;
- dal comportamento del mezzo interposto (atmosfera) in termini di assorbimento, trasmissione, riflessione, emissione o dispersione.

La temperatura di brillantezza è definita attraverso l'inversione della legge di Planck, ma viene spesso calcolata operativamente con formule corrette attraverso coefficienti di calibrazione forniti per le varie finestre di acquisizione dai produttori dei sensori.

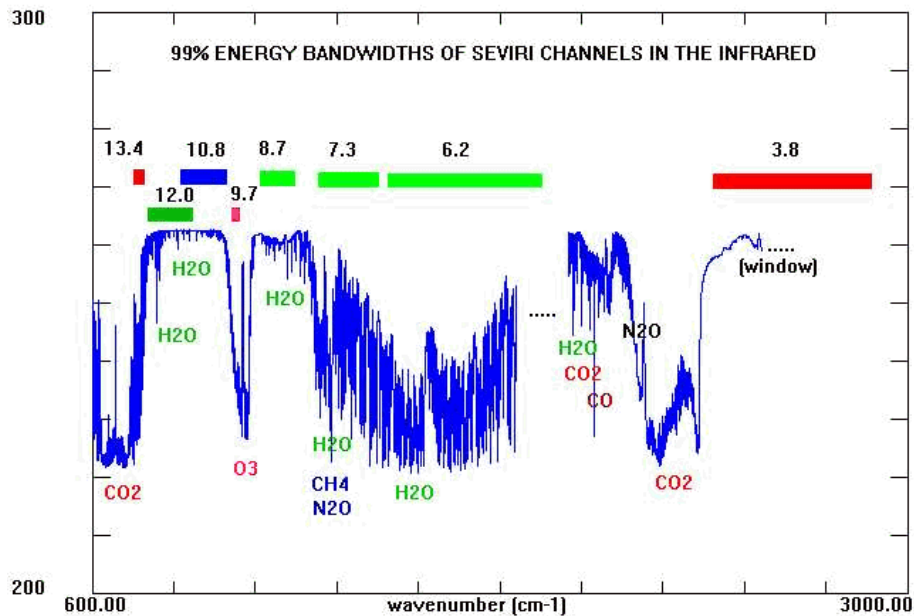


Fig 2. Bande di acquisizione del sensore SEVIRI nella regione dell'infrarosso (termico e vicino infrarosso). In ascisse è rappresentata la scala delle frequenze mentre sopra ogni banda è indicata la lunghezza d'onda nominale espressa in micrometri. In sovrapposizione, il diagramma di assorbimento spettrale per le principali componenti atmosferiche: radianza uscente alla sommità atmosferica in condizioni di estate standard per media-latitudine, espressa come Temperatura di Brillantezza Equivalente (scala Kelvin) (da Tjemkes S. A., Schmetz J., 1998)

Nel caso specifico della presente ricerca sono stati utilizzati alcuni dati grezzi rilevati per la lunghezza d'onda nominale 10.8 μm dal sensore SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) montato sul satellite Meteosat9: tali dati sono stati forniti in "conteggi" strumentali dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare Italiana con risoluzione di 256 parti di scala per ogni pixel .

Channel	λ_0 Nominal Centre Wavelength (μm)	Meteosat-8			Meteosat-9		
		ν_c (cm^{-1})	α (unitless)	β (K)	ν_c (cm^{-1})	α (unitless)	β (K)
4	3.92	2567.33	0.9956	3.410	2568.832	0.9954	3.438
5	6.25	1598.103	0.9962	2.218	1600.548	0.9963	2.185
6	7.35	1362.081	0.9991	0.478	1360.330	0.9991	0.470
7	8.70	1149.069	0.9996	0.179	1148.620	0.9996	0.179
8	9.66	1034.343	0.9999	0.060	1035.289	0.9999	0.056
9	10.80	930.647	0.9983	0.625	931.700	0.9983	0.640
10	12.00	839.660	0.9988	0.397	836.445	0.9988	0.408
11	13.40	752.387	0.9981	0.578	751.792	0.9981	0.561
C1	$1.19104 \cdot 10^{-3} \text{ mW}(\text{cm}^{-1})^{-4} \text{ m}^{-3} \text{ sr}^{-1}$						
C2	1.43877 K cm						

Tab 2. Tabella con i coefficienti di calibrazione e calcolo delle temperature di brillantezza per i sensori montati sui satelliti geostazionari Meteosat 8 e Meteosat 9 (fonte Eumetsat)

I dati grezzi sono stati convertiti in valori di radianza con i coefficienti di calibrazione delle singole acquisizioni (contenuti nell'header del file grezzo), e successivamente convertiti in temperature di brillantezza per mezzo della funzione di Planck corretta dai coefficienti forniti da Eumetsat per i vari numeri d'onda o lunghezze d'onda nominali delle finestre spettrali di acquisizione (Tab 2):

$$L^{eff} \approx \frac{c_1 \nu_c^3}{e^{\frac{c_2 \nu_c}{\alpha T + \beta}} - 1} \quad [\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}].$$

Questa è l'equazione di correzione della “**radianza effettiva**” in relazione alla risposta spettrale dello strumento, stimata rispetto alla temperatura di brillantezza ottenuta dall'inversione della legge di Planck per le radianze ottenute dal dato calibrato.

La soluzione di Planck approssimata con i coefficienti Eumetsat risulta:

$$BT = \frac{\left(\frac{c_2 \nu_c}{\ln \left(\frac{c_1 \nu_c^3 \cdot 10^5}{L} \right) + 1} \right) - \beta}{\alpha} \quad [\text{K}].$$

Al fine di compensare gli effetti dovuti allo spessore atmosferico interposto ed all'emissività spettrale delle superfici osservate si può procedere alla stima della **temperatura al suolo** (Land Surface Temperature, **LST**) e sulla superficie dell'acqua (Sea Surface Temperature, **SST**).

Nell'ambito del presente studio sono stati utilizzati dati di temperatura stimata al suolo (LST) prodotti dall'agenzia LandSaf del consorzio Eumetsat. I dati sono derivati dalle rilevazioni multispettrali del sensore SEVIRI installato a bordo del satellite geostazionario Meteosat9.

La procedura per la stima della LST elaborata da LandSaf prevede la compensazione degli effetti atmosferici mediante l'utilizzo della tecnica "split-window" (*Wan Z., Dozier J., 1996*) su due bande di acquisizione nell'infrarosso termico, combinando i valori di temperatura di brillantezza relativi a 10.8 e 12 micron (Fig 2).

L'algoritmo LandSaf effettua la stima della LST utilizzando anche la media dell'emissività spettrale tra le due bande calcolata nei singoli pixel (ϵ) e la loro differenza ($\Delta\epsilon = \epsilon_{10.8} - \epsilon_{12.0}$), nonché alcuni coefficienti empirici di calibrazione con misure al suolo ($A_{1,2,3}$; $B_{1,2,3}$; C), ed una correzione sulla base della stima dell'errore strumentale dei dati di origine (ΔLST):

$$LST = \left(A_1 + A_2 \frac{1-\epsilon}{\epsilon} + A_3 \frac{\Delta\epsilon}{\epsilon^2} \right) \frac{T_{10.8} + T_{12.0}}{2} + \left(B_1 + B_2 \frac{1-\epsilon}{\epsilon} + B_3 \frac{\Delta\epsilon}{\epsilon^2} \right) \frac{T_{10.8} - T_{12.0}}{2} + C + \Delta LST$$

I dati LST sono inoltre forniti già con una maschera per la copertura nuvolosa sia per i pixel valutati a totale copertura che per le coperture parziali ma comunque tali da rendere poco attendibile la stima al suolo. Tale maschera è stata mantenuta anche nelle analisi congiunte tra dati LST e dati BT.

Tutti i dati satellitari utilizzati, sia BT che LST, hanno una frequenza teorica di acquisizione pari a 15 minuti. Per quanto riguarda i dati di temperatura stimata al suolo, essi vengono però rilasciati dall'agenzia LandSaf solo laddove ritenuti sufficientemente attendibili per cui sono talvolta mancanti intere acquisizioni nei set di dati LST. La risoluzione al suolo di entrambi i dati è pari a 3 km per angolo di vista del satellite zenitale, e circa 7 km per le aree di indagine della presente ricerca (Fig 3).

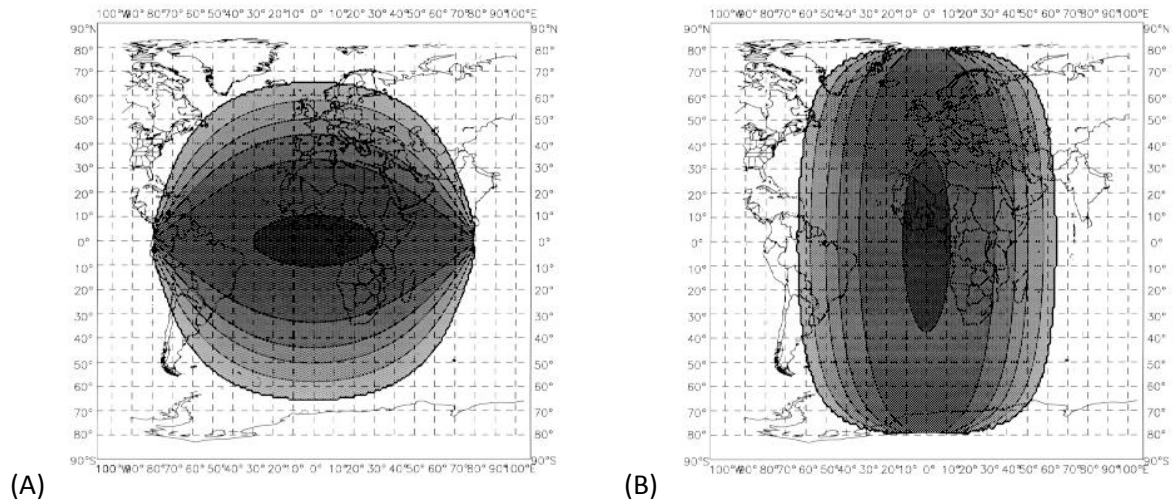


Fig 3. Mappe della risoluzione geometrica verticale (A) e orizzontale (B) per i dati termici dal satellite Meteosat9 (da Eumetsat, 2010): dalle aree più scure con risoluzione massima 3.1 km, a 4 km, 5 km, 6 km, 8 km e 11km per quelle più chiare

3 Il metodo adottato

La frequenza di campionamento dei dati Meteosat e la costanza della posizione di osservazione permettono di monitorare l'andamento delle temperature apparenti dei singoli pixel con continuità lungo tutto l'arco della giornata.

In generale, il comportamento della temperatura termodinamica delle porzioni di superficie terrestre può essere schematizzato secondo i seguenti contributi:

- **Energizzazione solare** durante le ore diurne, a sua volta scomponibile in un contributo stagionale di ampiezza maggiore e frequenza pari all'anno, e un contributo giornaliero dato da un arco di senoide di ampiezza minore e frequenza pari a 24 ore;
- **Fase di rilascio notturno**, anch'essa influenzata dal contributo stagionale, oltre che dalle condizioni ambientali intorno alla superficie;
- **Effetti di accumulo** (ampiezza delle oscillazioni) e ritardo termico (nelle fasi) delle curve di energizzazione e rilascio dovuti all'inerzia termica delle masse sottostanti e immediatamente a contatto con la superficie stessa;
- **Effetti secondari** ma in genere anche molto significativi, dovuti sia alla variabilità delle condizioni meteorologiche che alle trasformazioni di stato con il coinvolgimento di energia sotto forma di calore latente.

La dinamica della temperatura superficiale terrestre può essere quindi modellizzata mediante una curva di comportamento medio per ciascun pixel (Fig 4), funzione dell'energizzazione e rilascio di calore nel tempo (giorno e ora) e di proprietà che possono essere considerate invariabili e caratteristiche del singolo pixel (accumulo ed inerzia termica).

Gli effetti secondari enunciati in precedenza e le imprecisioni legate all'ipotesi di invariabilità della risposta della superficie osservata (ad esempio dovuti alla variazione di inerzia termica legata a modificazioni dell'umidità del suolo) possono essere considerati rumore.

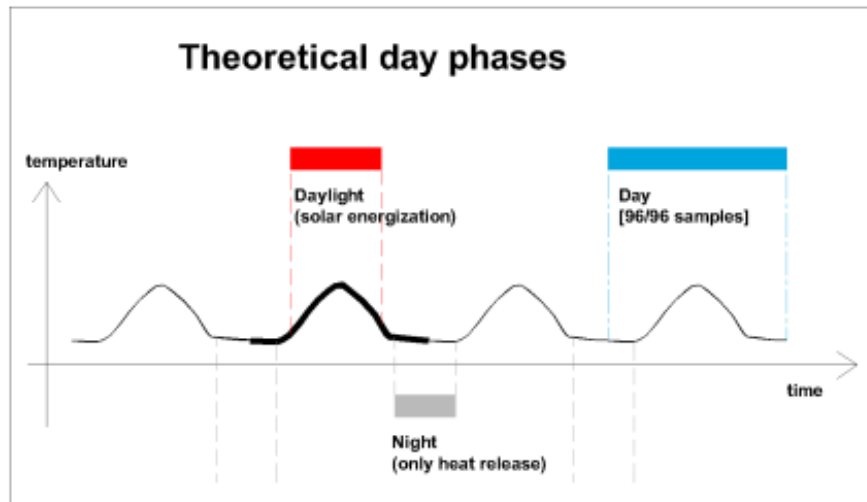


Fig 4. Modello di comportamento medio della curva di temperatura dell'elemento di superficie terrestre: fasi di energizzazione, di rilascio termico, e di transizione per garantire la non sovrapposizione dovuta agli sfasamenti tra le differenti curve.

Sono stati utilizzati tre differenti livelli di analisi dei dati:

1. La verifica (a posteriori) di **comportamento anomalo nelle dinamiche di temperatura** giornaliera dei pixel contenenti l'epicentro degli eventi sismici più importanti;
L'analisi è stata effettuata manualmente, plottando le serie temporali di temperatura (LST) e verificando la presenza di eventuali anomalie in corrispondenza degli eventi più significativi degli sciami sismici presi in considerazione (primavera 2009 ed estate 2010).
2. Lo sviluppo delle **tecniche di accorpamento temporale dei dati** in grado di migliorare la focalizzazione del fenomeno in termini radiometrici e geometrici;
L'analisi è stata effettuata sulla fase di rilascio termico notturno del modello di comportamento medio adottato, sulla base delle seguenti considerazioni:
 - Si è osservata una minore copertura nuvolosa dei dati notturni nei dataset analizzati;
 - Piccole variazioni meteorologiche hanno effetti maggiori sulla fase di energizzazione che sulla fase di rilascio termico;
 - Analisi campione sui dati elaborati hanno dimostrato come i dati notturni potessero essere schematizzati con regressioni lineari senza notevoli variazioni dei parametri di bontà della stima rispetto a modelli polinomiali più complessi o esponenziali.

I dati notturni di temperatura al suolo (LST) sono stati inizialmente oggetto di una procedura di stack (Figg 5 e 7.a): per ogni acquisizione è stato fatto lo stack mantenendo fisso l'orario e variando il giorno di acquisizione; sono state effettuate varie elaborazioni di stack per differenti ampiezze del passo (giorni), in modo da definire per i dati in esame il passo in grado di garantire il miglior compromesso tra l'abbattimento del rumore di origine meteorologica e gli effetti di smorzamento e dilatazione temporale del segnale cercato (Fig 5).

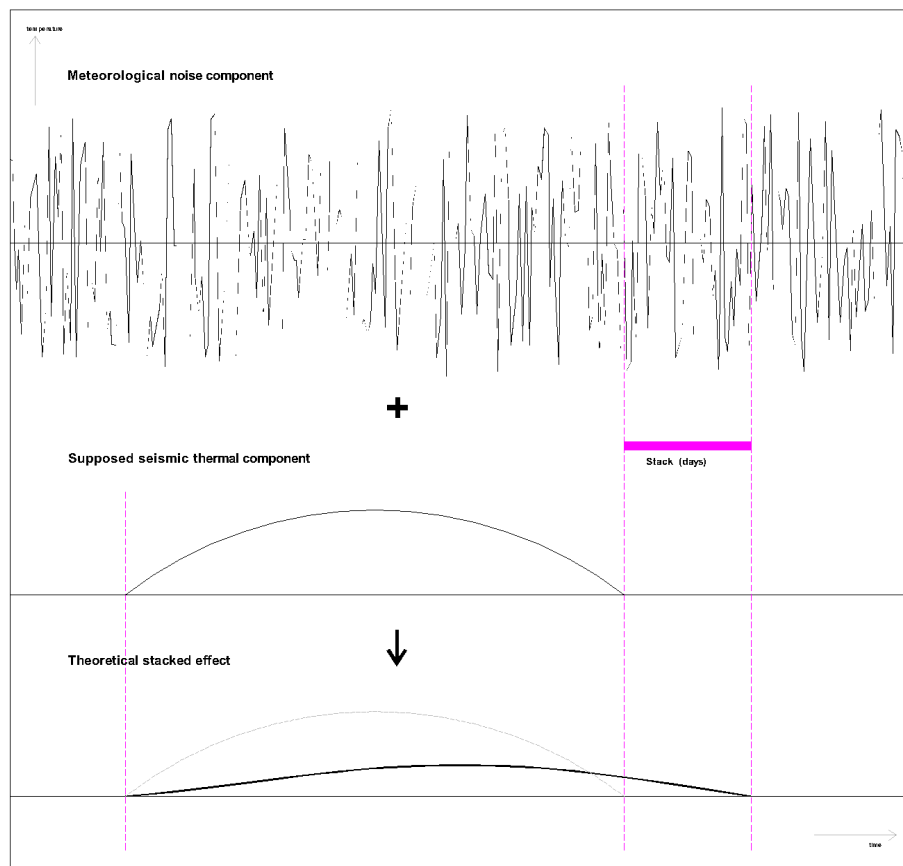


Fig 5. Effetti del processing di stack dei dati sul rumore di fondo e sull'eventuale rilascio termico dovuto ai processi di generazione del terremoto: il rumore di fondo, ad alta frequenza, viene abbattuto avendo media tendente a zero per intervalli di stack sufficientemente ampi; l'ipotizzato segnale termico in bassa frequenza, anche di intensità localmente inferiore al rumore di fondo, risulta attenuato e sfasato dall'operazione di stack; un opportuno intervallo di stack permette di ridurre drasticamente il disturbo ambientale e mantenere ancora rilevabile il segnale termico che però viene esteso temporalmente in avanti rispetto al segnale originario.

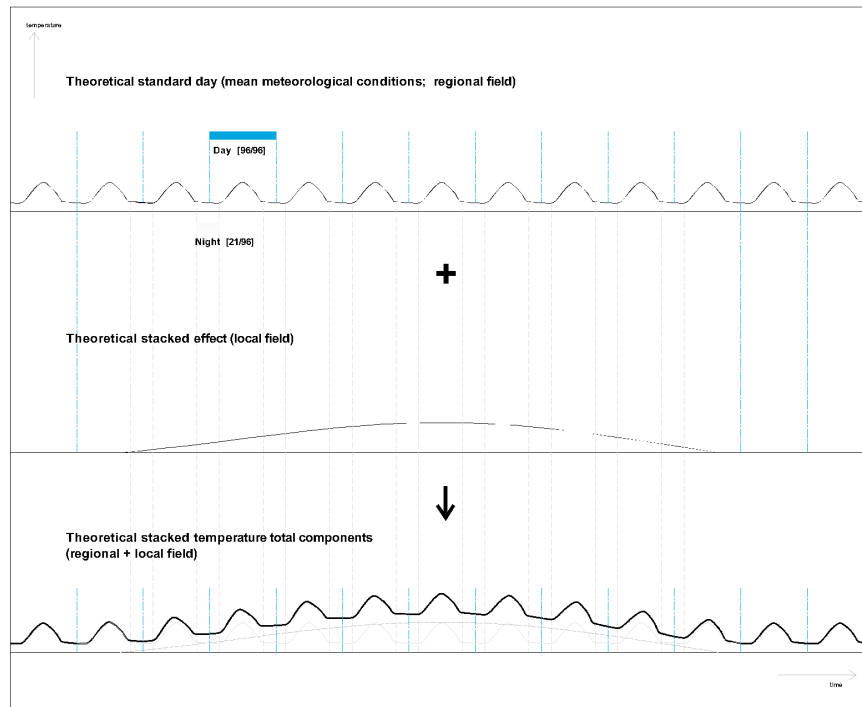


Fig 6. Effetti del processing di stack dei dati sulla curva di temperatura divisa in un campo regionale (modello di comportamento medio) ed un campo locale (rumore più segnale termico di ipotizzata origine sismica)

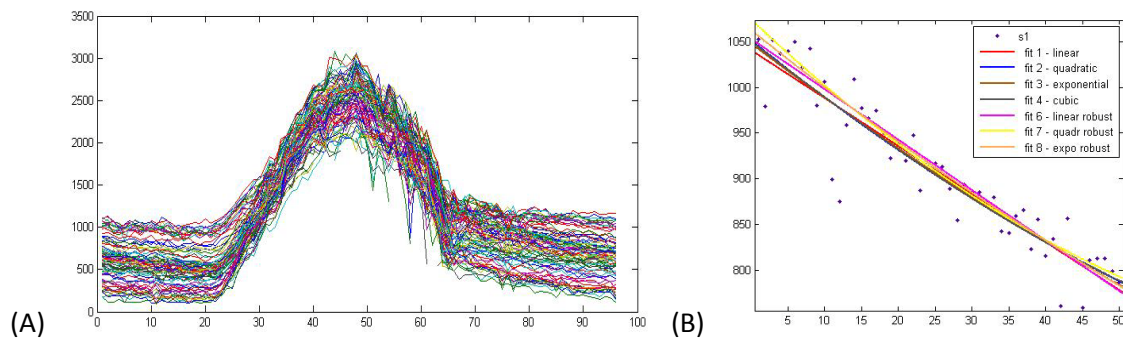


Fig 7. (A) Risultato dell'applicazione di uno stack 7 giorni (6/10/2008 al 13/10/2008) a 36 pixel campione di dati LST: in ordinata sono indicate le temperature in centesimi di grado Celsius, in ascisse i 96 intervalli di campionamento giornaliero;

(B) Risultato delle approssimazioni polinomiali ed esponenziali ai minimi quadrati dei soli dati notturni (50 campioni) relative ad uno dei pixel delle serie di Fig. 7.a; l'algoritmo scelto per l'estrazione dei parametri termo-temporali è quello lineare con vincolo di robustezza, di colore viola e indicato come fit 7 in figura; in ordinata sono indicate le temperature in centesimi di grado Celsius, in ascisse i campioni temporali.

Sui dati notturni risultanti dal processo di stack (41 campioni/notte, scelti in modo da evitare effetti di alba e tramonto per tutti i periodi e le aree analizzate), è stata applicata una approssimazione lineare con algoritmo ai minimi quadrati e vincolo di robustezza (Fig. 7.B). Si sono così ottenuti due parametri rappresentativi della distribuzione temporale delle temperature per ogni notte-stack: intercetta (T_0) e pendenza (dT/dt) della retta di regressione.

L'analisi è stata effettuata sui valori assunti dalla pendenza essendo la temperatura intercetta (ma lo stesso criterio varrebbe anche per un'eventuale temperatura media) maggiormente legata alla storicità delle dinamiche diurne che abbiamo considerato essere più sensibili alle piccole variazioni meteorologiche (Figg 6 e 7.A).

3. La possibilità di individuare parametri precursori dalla distribuzione della variazione delle temperature apparenti del suolo, anche evidenziando effetti di tipo atmosferico legati a **fenomeni di degassamento e di rilascio di vapor d'acqua in aria** e fenomeni di **interazione dello stesso strato atmosferico con emissioni elettromagnetiche** provenienti dai volumi di imminente cedimento in corrispondenza di eventi sismici.

Partendo dalla definizione di temperatura stimata al suolo (LST), ottenuta dalla compensazione tra gli altri degli effetti atmosferici, è stata condotta un'indagine sulla differenza tra temperatura di brillanza ($BT_{10.8}$) e temperatura stimata al suolo (LST) stessa.

Sulla base della letteratura scientifica sui precursori sismici e termici e delle osservazioni di parametri non sismici rilevate dalla stessa letteratura anche per il caso della scossa principale Aquilana, si ipotizza che la presenza di forti anomalie nella differenza tra le due temperature possa essere principalmente dovuta alla correzione di effetti atmosferici anomali, in gran parte legati a due fenomeni:

- alla colonna di vapor d'acqua e alla presenza di CO_2 negli strati più bassi dell'atmosfera;
- all'attivazione di reazioni chimiche e di ionizzazione esotermiche favorite dalla presenza di campi elettromagnetici anomali nelle stesse componenti atmosferiche.

4 Applicazione agli eventi sismici

I metodi di analisi termica possono essere applicati in un buon numero di casi di interesse ambientale:

- per individuare aree anomale di flusso di calore di origine geotermica (*Ranieri G., Piroddi L., 2009*), in cui l'analisi time-lapse consente di individuare le zone più adatte ad applicazioni geotermiche a bassa e media entalpia;
- individuazione di falde superficiali, o anche specchi d'acqua, inquinate;
- individuazione di aree di frana;
- anomalie termiche per il monitoraggio di slavine.

Nel presente lavoro vengono invece analizzate le possibilità di applicazione delle tecnologie di telerilevamento termico in ambito sismologico, sia in prospettiva di individuare eventuali segnali di preallarme, sia per fornire strumenti ulteriori di definizione del meccanismo fisico del terremoto.

Infatti tale assunzione, confortata da osservazioni di letteratura in natura ed in laboratorio, è basata sull'ipotesi che per le zone di accumulo dell'energia poi liberata nell'ambito del terremoto si possano rilevare effetti termici significativi in superficie.

I principali meccanismi di generazione degli effetti termici superficiali sono generalmente ricondotti ai seguenti fenomeni:

- **trasmissione dell'energia termica** liberata in prossimità dell'ipocentro per conduzione e convezione fino alla superficie;
- **rilascio di gas e vapori** (CO_2 , CH_4 , H_2 , H_2O , ...) dalle diverse zone tettonizzate nel mondo;
- rottura degli strati di confinamento di **bacini idrotermali** che vengono in contatto con falde superficiali;
- **emissioni elettriche ed elettromagnetiche** da parte delle rocce sotto sforzo.

4.1 Fenomenologia e meccanica del terremoto

Il terremoto è la manifestazione meccanica dell'energia potenziale che viene liberata a seguito del cedimento violento della continuità tra ammassi rocciosi sotto sforzo.

Come noto, la distribuzione dei terremoti è ampiamente concentrata lungo la superficie terrestre su direttrici preferenziali costituite dalle fasce lungo cui interagiscono i margini delle placche componenti la litosfera.

Il cedimento ed i movimenti successivi avvengono lungo superfici preferenziali, che sono approssimabili localmente come piani, le faglie, e possono essere affioranti o nascoste in superficie. Proprio la ricorrenza di eventi sismici anche di debole intensità permette di individuare le geometrie delle faglie e di distinguere quali tra le strutture superficiali siano associate a sorgenti sismogenetiche e quali siano da considerarsi passive.

Un piano di faglia è definito univocamente per mezzo di due parametri: direzione e inclinazione: la direzione (strike) è l'angolo tra la traccia generata dal piano inclinato su uno orizzontale ed il Nord, mentre l'inclinazione (dip) è l'angolo tra il piano di faglia e il piano orizzontale.

In relazione all'orientamento del piano della faglia attivata in occasione del cedimento ed al movimento delle masse rocciose sullo stesso (Fig. 8), vengono solitamente definite tre tipologie principali di faglie a cui corrispondono le classiche indicazioni schematiche mediante "sfere focali":

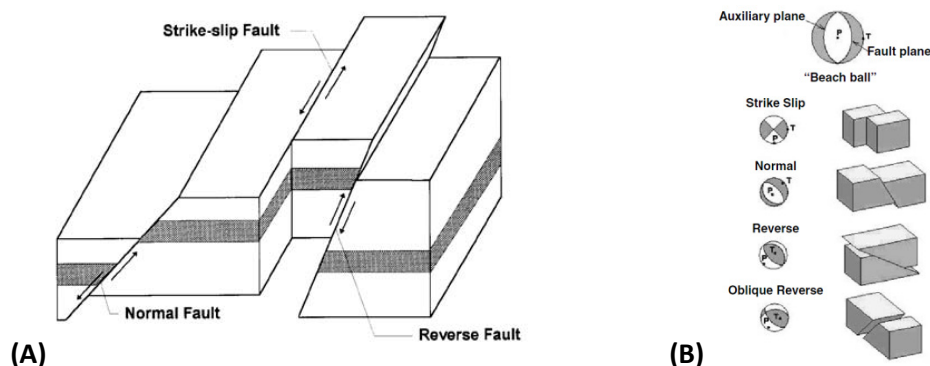


Fig 8. (A) Tipi di faglie; (B) meccanismi focali. (da [Chen W.F., Scawthorn C., 2003](#))

- **Faglia normale** (normal fault), il movimento avviene su una superficie inclinata con pendenza a favore del movimento stesso e con allontanamento delle due placche (direzione ortogonale allo strike).

Gli sforzi tettonici σ_T , intesi come componente deviatorica pre-evento dal caso di un tensore di sforzo idrostatico, tendono a diminuire lo sforzo litostatico orizzontale tanto da essere descritti talvolta come una tensione ma in realtà lo sforzo effettivo risultante rimane di tipo compressivo. Lo sforzo massimo σ_1 è verticale (Fig.9.A).

Il meccanismo focale è rappresentato in pianta attraverso una sfera con i due spicchi pieni esterni e quello interno bianco;

- **Faglia trascorrente** (strike-slip fault), il movimento avviene su una superficie quasi verticale con scorrimento orizzontale (direzione parallela allo strike).

Gli sforzi tettonici σ_T tendono ad agire come sollecitazione di taglio solo orizzontale, andando a generare una direzionalità negli sforzi principali orizzontali. Sia lo sforzo massimo σ_1 che minimo σ_3 sono orizzontali (Fig.9.B).

Il meccanismo focale è rappresentato in pianta attraverso una sfera con due quadranti pieni e due quadranti bianchi;

- **Faglia inversa** (reverse fault), il movimento avviene su una superficie inclinata con pendenza a sfavore e con avvicinamento delle due placche e scorrimento di una al di sotto dell'altra (direzione ortogonale allo strike).

Gli sforzi tettonici σ_T tendono ad aumentare lo sforzo litostatico orizzontale che risulta anche essere la componente di sforzo maggiore (Fig.9.C).

Il meccanismo focale è rappresentato in pianta una sfera con i due spicchi bianchi esterni e quello interno pieno

Accanto alle tre tipologie principali di faglie e meccanismi focali, esistono ovviamente le loro combinazioni atte a definire nel dettaglio i singoli eventi sismici (come nel caso di meccanismo a faglia inversa obliqua illustrato in Fig. 8.B).

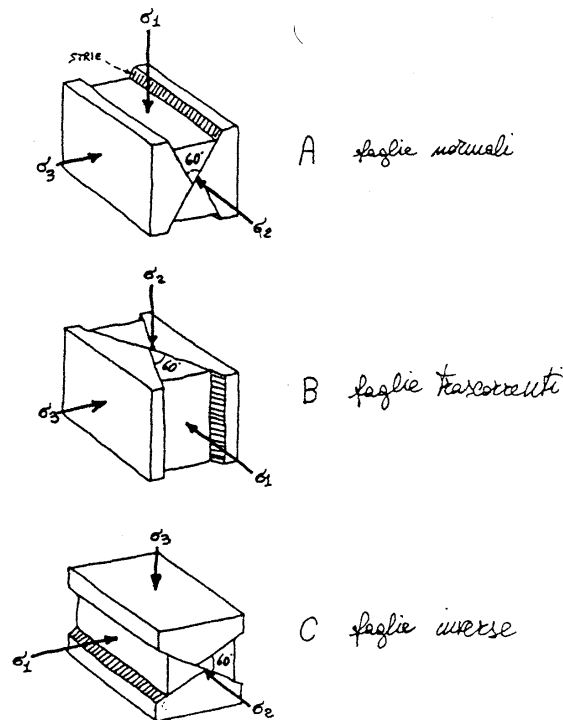


Fig 9. Stati di sforzo associati alle tre tipologie principali di faglie: σ_1 azione normale massima o sforzo principale, σ_2 azione normale intermedia, σ_3 azione normale minima. (da [Doglioni C., 1994](#))

Ai fini di quantificare l'energia liberata da un evento sismico si utilizza in sismologia il concetto di **magnitudo** ([Richter C.F., 1935](#)).

Nel tempo sono state avanzate definizioni di vari tipi di magnitudo basate su diversi parametri strumentali, in maniera da poter sfruttare il differente contenuto in onde sismiche sia per evitare la saturazione delle stazioni troppo vicine all'epicentro sia per elaborare le componenti a minore attenuazione nel caso opposto. Pur esistendo in letteratura studi per una relazione di massima tra le varie scale di magnitudo (Fig. 10), è bene sottolineare come tali relazioni sono valide sostanzialmente su grandi numeri di eventi, mentre nel caso dei singoli eventi sismici la variabilità tra le differenti scale è in grado di sottolineare le differenze dovute ai meccanismi di rottura e agli effetti provocati dalla trasmissione delle onde meccaniche tra la sorgente e i singoli sensori.

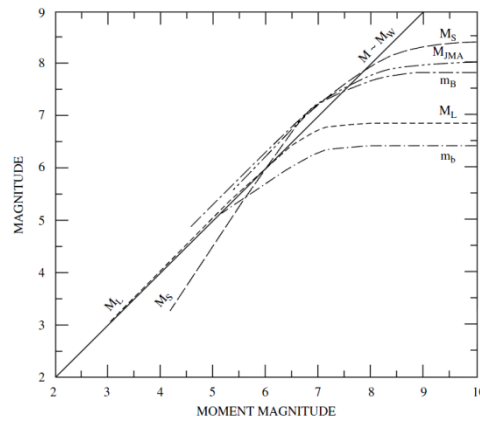


Fig 10. Comparazione tra le principali scale di magnitudo e la magnitudo momento: m_b (magnitudo delle onde di volume), M_L (magnitudo locale), m_B (magnitudo delle onde di volume di periodo lungo), M_{JMA} (magnitudo dell'Agenzia Meteorologica Giapponese), M_S (magnitudo delle onde di superficie), M_W (magnitudo momento). (da Heaton T.H., Tajima F., Mori A.W., 1986)

La prima scala di magnitudo ad essere proposta è stata la “**magnitudo locale**” o “scala Richter” (M_L), (Richter C.F., 1935) definita come il logaritmo del rapporto tra la massima ampiezza registrata e la massima ampiezza di un terremoto di riferimento con caratteristiche fissate (tra le altre, ampiezza massima 1 μm sul tracciato del sismografo standard posizionato a 100 km dall'epicentro, ed ovviamente $M_L=0$):

$$M_L = \log \frac{a}{a_0}$$

La magnitudo locale è tra le più immediate da calcolare ed è generalmente fornita per distanze epicentrali piccole ($\Delta < 10^3$ km).

La “**magnitudo delle onde di volume**” (m_b) è tipicamente registrata per terremoti avvenuti a più di 2000 km dalla stazione sismica e con epicentro profondo (Gutenberg B., 1945b; Gutenberg B., 1945c):

$$m_b = \log A - \log T + f(h; \Delta)$$

Dove A rappresenta il valore massimo dell'ampiezza di oscillazione (onde P), T il periodo della stessa, ed $f(h; \Delta)$ è il fattore di calibrazione ed è funzione della profondità e della distanza stazione-epicentro.

Per i maggiori terremoti ($m_b > 6$) si raggiunge la saturazione dell'indicatore, per cui la magnitudo delle onde di volume interrompe la sua crescita e indica un valore costante.

Per distanze epicentrali $\Delta > 600$ km, viene spesso calcolata la “**magnitudo delle onde di superficie**” (M_s) (*Gutenberg B., 1945a*):

$$M_s = \log A - \log T + k \log \Delta + p$$

Dove A rappresenta il valore massimo dell'ampiezza di oscillazione (onde R), T il periodo della stessa, e Δ la distanza epicentrale; k e p sono costanti determinate empiricamente che dipendono dalle caratteristiche dell'area.

L'elaborazione della magnitudo delle onde di superficie è più lenta rispetto a quelle per onde P , poiché, per le distanze a cui solitamente vengono calcolate ($\Delta > 600$ km), le onde di superficie possono arrivare in circa 1 o 2 ore mentre le onde P giungono entro 20 minuti dalla liberazione della scossa. Un elevato valore di M_s rispetto a m_b è indicativo di maggiore danno provocabile, specialmente su eventuali aree urbane esposte al sisma.

La “**magnitudo momento**” (M_w) (*Hanks T.C., Kanamori H., 1979*) è quella maggiormente legata alla fisica della sorgente sismica:

$$1.5 M_w = \log(\mu A \bar{u}) - 16.0$$

In cui $M_0 = \mu A \bar{u}$ è il momento sismico, μ il modulo di taglio del materiale, A l'area del piano di rottura della faglia, \bar{u} lo scorrimento medio tra le due facce della faglia (averaged fault slip).

Le procedure di elaborazione della magnitudo momento sono leggermente più lente di quelle relative a semplici misure di ampiezza dei sismogrammi (M_L , m_b , M_s), per cui la stima è solitamente disponibile solo alcune ore dopo il terremoto. Ciò nonostante, il suo valore è estremamente significativo e spesso viene fornito nei cataloghi sismologici come principale parametro di magnitudo soprattutto per le scosse maggiori ed esterne alla rete di osservazione territoriale.

Il concetto di magnitudo è direttamente legato alla stima dell'**energia meccanica** irradiata dall'evento sismico. Tale stima è sicuramente meno diretta della pura rilevazione strumentale, dovendo mettere in conto fenomeni di attenuazione, di anisotropia e non omogeneità dei mezzi attraversati dalle sollecitazioni sismiche. Ne consegue una maggiore lentezza di produzione del parametro stesso ed anche una forte dipendenza dai modelli di calcolo assunti rispetto alle scale di

magnitudo. È comunque un parametro evidentemente essenziale, e viene spesso fornito nei corredo dei cataloghi degli eventi più significativi.

Come per le definizioni magnitudo, esistono diverse relazioni empirica tra magnitudo ed energia, in genere nella forma della formula proposta da Richter (*Richter C.F., 1958*):

$$\log E_s = a + b M \quad [\text{erg}]$$

Una formulazione ritenuta generalmente valida, assume i seguenti coefficienti (*Chen W.F., Scawthorn C., 2003*):

$$\log E_s = 11.8 + 1.5 M_s \quad [\text{erg}]$$

La relazione mostra come un incremento di una unità della magnitudo è equivalente a 31.6 volte più energia, mentre un aumento di due unità corrisponde a 1000 volte più energia.

Come anche per la maggior parte delle relazioni tra magnitudo misurata e parametri fisici o statistici, sono presenti in letteratura formulazioni diverse e legate all'area di studio, che però generalmente mantengono la struttura della relazione di Richter. Una delle relazioni per la sismicità italiana è ad esempio la seguente (*Caccamo D. et alii, 2005*):

$$\log E_s = 9.15 + 2.15 M_s \quad [\text{erg}]$$

Ai fini degli **studi di pericolosità** e quindi della stima della probabilità di accadimento degli eventi sismici è ancora oggi diffuso l'uso della “**relazione magnitudo-frequenza**” o “**legge di Gutenberg-Richter**” (*Gutenberg B., Richter C.F., 1954*). Essa esprime una relazione empirica di tipo logaritmico fra i valori di magnitudo e il numero del totale dei terremoti superiori o pari a tale soglia:

$$\log N_{(m)} = a - b m$$

Tale relazione ha carattere regionale e temporale, essendo i parametri a e b caratteristici del grado di attività dell'area di interesse, dell'estensione spaziale e della completezza del catalogo utilizzato. Per le valutazioni speditive e su tempi sufficientemente lunghi tale legge è in grado ancor oggi di definire le propensioni sismogenetiche di un'area, e può essere utilizzata sia per stimare la magnitudo massima di eventi che superino una certa probabilità sia per definire lo stile sismico di un'area caratterizzata da molte scosse di piccola magnitudo piuttosto che da piccole scosse di elevata magnitudo.

Pur essendo stata verificata da analisi sia a scala mondiale, che locale e persino su esperimenti di laboratorio su campioni di roccia, la legge di Gutenberg-Richter si basa sull'assunto della costanza dei coefficienti a e b per l'area esaminata ed è fortemente influenzata dalla carenza di dati storici per eventi di piccola magnitudo. Come emerge anche dagli studi sul sisma Aquilano, soprattutto la variabilità del parametro b può essere utilizzata per descrivere lo stato delle dinamiche interne alle sequenze sismiche (*Papadopoulos G.A. et alii, 2010*).

Anche la durata della sollecitazione superficiale di un terremoto è legata alle dinamiche di rottura della faglia ed al percorso delle onde sismiche dall'ipocentro all'area interessata.

In particolare si è visto come la magnitudo del terremoto sia direttamente collegabile all'estensione della superficie effettivamente interessata dal cedimento improvviso. La frattura si propaga con una velocità che è correlata ai tre possibili stati di sforzo agenti sull'estremità della superficie di rottura (*Mulargia F., 2000*): velocità che si mantiene nell'ordine di grandezza della velocità delle onde sismiche caratteristica per gli stessi mezzi e può assumere valori massimi variabili tra la velocità delle onde di superficie ed una velocità intermedia tra quella di onda P ed onda S (Tab 3).

Tipo	Velocità
P	5-7 km/s
S	3-4 km/s
R	2-4.4 km/s
L (Love)	2-4.2 km/s

Tab 3. Tabella con intervalli di velocità tipici nella litosfera per le varie tipologie di onde sismiche (da *Braile L., 2010*).

La durata della sollecitazione superficiale è quindi funzione della durata dell'evento alla sorgente, dei tempi di arrivo al sito superficiale per le varie tipologie di onde sismiche, degli effetti di amplificazione dovuti alle coperture superficiali e di contro degli effetti di attenuazione delle onde stesse. La durata della fase più intensa di scuotimento superficiale può in genere variare tra poche decine di secondi a qualche minuto in relazione ai vari parametri elencati in precedenza.

4.2 Precursori e precursori termici

La letteratura scientifica in tema di precursori sismici è particolarmente ricca e talvolta contraddittoria. Particolarmente significativa dal punto di vista della convergenza dei risultati delle ricerche è l'attività dell'IASPEI, International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior, che ha intrapreso una procedura di raccolta e revisione degli avanzamenti della ricerca di settore. Le problematiche maggiormente dibattute comprendono i meccanismi di innesco e di trasmissione delle sollecitazioni sismiche e gli effetti locali che giustificano la presenza di anomalie fisiche prima, durante e immediatamente dopo gli eventi critici (*Zavyalov A., 2008*).

La procedura di analisi rilevata nell'attuale letteratura di settore non prende in considerazione le previsioni di terremoti attesi, ma in generale valuta case histories di precursori proposti per singoli eventi del passato. I criteri di validazione comprendono il modello fisico ipotizzato, la qualità dei dati, la definizione dell'anomalia, le leggi di associazione del precursore al terremoto, e la significatività statistica.

Pur essendo stata compilata dal 1997 una lista preliminare di precursori significativi (*Wyss M., 1997*), nessuno dei precursori proposti ha attualmente trovato conferma permanente e del resto i casi esclusi sono continuamente oggetto di sviluppi e valutazioni ulteriori. L'obiettivo è infatti quello di estendere le stime di pericolosità di un sito a lungo termine a valutazioni a medio, breve termine ed allerta immediato (*Zavyalov A., 2005; Kanamori H., 2003*).

A seconda che il fenomeno osservato sia direttamente legato con l'attività di preparazione e innesco del cedimento principale piuttosto che con la modificazione degli stati deformativi e tensionali al di fuori dell'area strettamente coinvolta nel processo di rottura, è stata introdotta la distinzione tra precursori fisici e precursori tettonici (*Ishibashi K., 1988*).

Tra i precursori più frequentemente segnalati sono compresi: le scosse premonitrici rilevate con reti sismiche a terra, gli sciami sismici, i fenomeni di quiescenza prima delle maggiori scosse secondarie, la variazione delle proprietà nelle acque sotterranee e l'innalzamento del livello delle stesse (*Lomnitz C., 1994; Geller R. J., 1997; Cicerone R.D., Ebel J.E., Britton J., 2009*).

La letteratura sui fenomeni geochimici associati ai terremoti è particolarmente ricca, comprendendo specie nei monitoraggi di acque sotterranee parametri di tipo fisico-chimici (pH, temperatura, conduttività), concentrazioni di gas (Rn, He, CO₂, H₂, CH₄, H₂S), contenuto di ioni dispersi. Analoghe

anomalie in contenuti gassosi sono spesso segnalate anche nei suoli e nelle misurazioni in atmosfera (*Etiopie G., Calcara M., Quattrocchi F., 1997*).

Inoltre per diversi episodi sismici è stata dimostrata la presenza di anomalie nei campi elettromagnetici per frequenze comprese tra le VLF e le ELF (30 kHz – 3 Hz) delle onde radio; anomalie sono state riscontrate anche nella resistività elettrica dei sottosuoli e nelle velocità di trasmissione delle onde sismiche, così come perturbazioni nello strato ionosferico dell'atmosfera (*Cervone G. et alii, 2006; Pulinets S.A. et alii, 2006b; Rozhnoi A. et alii, 2009*).

Con una frequenza crescente sono state recentemente rilevate anomalie termiche grazie alle tecnologie di telerilevamento confermate in taluni casi anche da misurazioni al suolo.

La letteratura sui precursori termici propone un approccio sostanzialmente omogeneo concentrandosi per lo più sull'identificazione di un picco di temperatura legato temporalmente e spazialmente al terremoto analizzato. Tutte le analisi di letteratura sono state realizzate con l'utilizzo di al più una osservazione satellitare al giorno, generalmente nelle ore notturne per ridurre gli effetti di disturbo.

L'anticipo temporale generalmente rilevato del precursore varia tra i 6 ed i 24 giorni, con un'ampiezza media dell'anomalia di pochi gradi centigradi ma talvolta rilevata anche a 12 °C. Pur essendo molti i casi di studio presenti le magnitudo sono solitamente superiori a 6.5, ma alcuni esempi sono stati riscontrati anche per sismi con $M_w=5$ (*Tronin A.A., 2006; Tronin A.A., 2010*).

Come enunciato nell'introduzione alla presente sezione, i principali meccanismi di generazione degli effetti termici superficiali sono stati generalmente ricondotti ai seguenti fenomeni, mediante la formulazione di modelli teorici e l'analisi di dati di raffronto sul campo o in laboratorio:

- **trasmissione dell'energia termica** liberata in prossimità dell'ipocentro (*Di Toro G. et alii, 2006; Dunham E.M., 2007*) per conduzione e convezione fino alla superficie (*Shanjun L., Lixin W., 2005*);
- **rilascio di gas e vapori** (CO_2 , CH_4 , H_2 , H_2O , ...) dalle zone tettonizzate con generazione di effetti termici superficiali legati a passaggi di stato di parte degli stessi e liberazione del relativo calore latente, scambio termico a causa della temperatura superiore rispetto agli strati superficiali attraversati, reazioni chimiche con i primi strati atmosferici, effetti selettivi rispetto all'assorbimento e alla trasmissione della radiazione elettromagnetica (*Cervone G.*

et alii, 2006; Qiang Z. et alii, 1999; Shanjun L., Lixin W., 2005; Genzano N. et alii, 2007; Tramutoli V. et alii, 2001; Tronin A.A. et alii, 2004; Tronin A.A., 2010);

- rottura degli strati di confinamento di **bacini idrotermali** che vengono in contatto con falde superficiali (*Tronin A.A. et alii, 2004; Saraf A. K. et alii, 2008*);
- **emissioni elettriche ed elettromagnetiche** (*O'Keefe S.G., Thiel D.V., 1995; Freund F., 2003; Carpinteri A., Cardone F., Lacidogna G., 2010*) da parte delle rocce sotto sforzo prossime alla condizione di rottura fragile, ed effetti dell'interazione degli stessi campi irradiati dalle zone ipocentriche al raggiungimento dell'interfaccia litosfera-atmosfera (*Freund F., 2003; Ouzounov D., Freund F., 2004; Rozhnoi A. et alii, 2009*).

I modelli teorici più strutturati di spiegazione delle anomalie termiche riguardano gli effetti legati al rilascio di gas ed alle emissioni elettromagnetiche. Entrambi i filoni di ricerca sono suffragati da esperienze di laboratorio, tanto da potersi ritenere che le manifestazioni di precursione termica possano essere ricondotte ad un'azione simultanea dei fenomeni enunciati.

I modelli teorici di interpretazione delle emissioni di gas legate ai terremoti fanno riferimento al modello della **dilatanza-diffusione** (*Scholz C.H., Syke L.R., Aggarwal Y.P., 1973*), che contempla oltre alle anomalie geochimiche anche variazioni nel rapporto V_p/V_s , deformazioni del suolo, variazioni di resistività elettrica e dell'attività sismica minore (*Caccamo D. et alii, 2005; Bakhmutov V.G., Groza A.A., 2008*).

Il modello della dilatanza-diffusione prevede l'attraversamento di cinque fasi di generazione del terremoto:

- si ha aumento dello sforzo elastico, come condizione di partenza;
- la deformazione elastica provoca la dilatazione ed il conseguente aumento di volume delle rocce; l'apertura di fratture sviluppa attività sismica minore; si riduce il rapporto V_p/V_s ; inizia l'emissione anomala di gas;
- l'infiltrazione di acqua nelle fratture aumenta la pressione dei fluidi e riduce la resistenza dell'ammasso roccioso facilitandone la rottura; si accresce nuovamente il rapporto V_p/V_s ; si ha il massimo di emissione gassosa ed una successiva graduale riduzione;
- avviene la rottura e si ha una diminuzione dello sforzo nelle rocce e della pressione dei fluidi qui confinati; si ha riduzione delle deformazioni del suolo originate nella fase 2;
- attività delle repliche sismiche e di riassetamento del sistema;

Osservazioni sperimentali su provini di materiali fragili (Carpinteri A., Cardone F., Lacidogna G., 2010) hanno evidenziato il rilascio di **emissioni elettromagnetiche**, oltre che acustiche da parte dei provini sottoposti a deformazioni fino a rottura in anticipo rispetto al cedimento del provino stesso (Figg 11.A e 11.B). Gli esperimenti hanno in particolare dimostrato una riduzione degli sforzi sui provini prima della emissione acustica principale corrispondente alla scossa sismica principale ed il rilascio di emissioni elettromagnetiche in corrispondenza delle riduzioni brusche dello stato di sforzo, giustificando quindi l'ipotesi che la stessa emissione sia generata dagli effetti impulsivi della microfratturazione in atto.

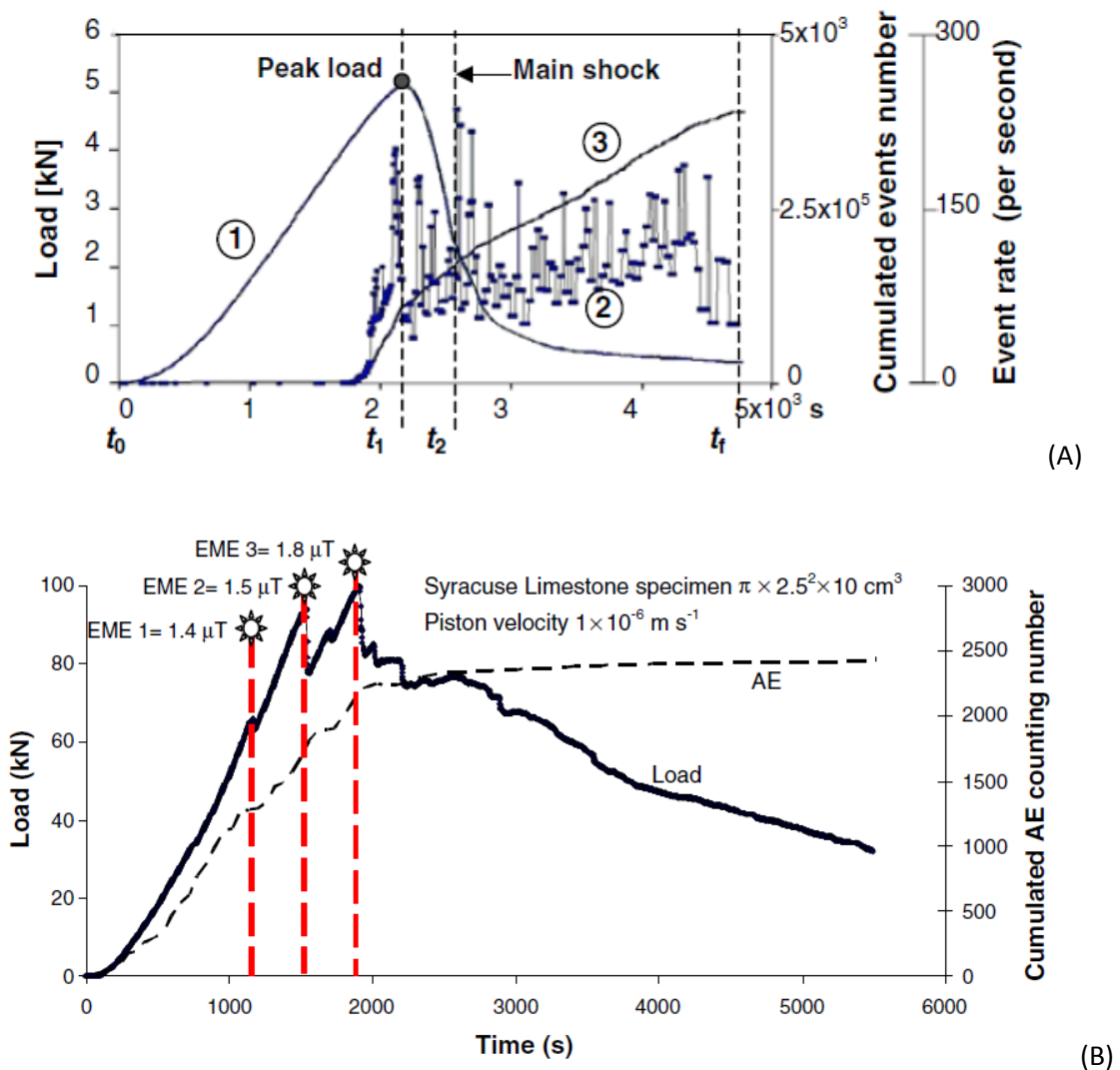


Fig 11. (A) Monitoraggio dello stato di sforzo in un provino di calcestruzzo sottoposto a deformazione fino a rottura con la sovrapposizione del numero cumulativo di eventi acustici e dell'intensità degli stessi; (B) Monitoraggio dello stato di sforzo in un provino di calcare sottoposto a deformazione fino a rottura con la sovrapposizione del numero cumulativo di eventi acustici e delle emissioni elettromagnetiche rilevate. (da Carpinteri A., Cardone F., Lacidogna G., 2010)

Altri studi (*Freund F., 2003*) hanno confermato l'emissione elettromagnetica nei mezzi lapidei, oltre che messo in evidenza la modifica del potenziale elettrico superficiale, della temperatura e della differenza tra temperatura cinematica della superficie e temperatura misurata con termocamera. Tali fenomeni sono stati attivati meccanicamente sia con energizzazione impulsiva a mezzo di proiettili, sia con superamento graduale di valori di sforzo elevati ma comunque ancora inferiori alle condizioni di rottura dei provini. Il monitoraggio nel tempo dei campi elettrici e magnetici in varie sezioni del provino ha portato ad avanzare l'ipotesi dell'attivazione di fenomeni di conduzione per lacune nei reticoli dei minerali che giunte in superficie avrebbero generato effetti di campo elettrico, vento elettronico indotto nell'aria a contatto con la superficie, effetti luminosi e acustici ai bordi dei provini per l'accumulo di cariche elettriche e soprattutto l'innalzamento della temperatura con anche manifestazione di selettività nell'infrarosso per la radiazione misurata, effetto ricondotto a fenomeni di ionizzazione dell'aria a contatto con la superficie del provino.

4.3 Telerilevamento satellitare in sismologia

Il telerilevamento è stato utilizzato per la ricerca sui terremoti dagli anni 70, contemporaneamente alla prima apparizione delle immagini satellitari. In principio è stato impiegato nella ricerca geomorfologica e geologico-strutturale. Faglie attive e strutture furono mappate sulla base di immagini satellitari, con un metodo molto limitato nell'analisi di serie temporali. Ad un primo approccio fondamentalmente basato su un'estrapolazione del metodo di interpretazione geologica di foto aeree ai dati satellitari, si è poi affiancata l'analisi della tettonica attiva con l'applicazione dell'**analisi degli allineamenti**.

Le ricerche più attuali sulle applicazioni di remote sensing allo studio sui terremoti individua alcuni fenomeni, legati ai terremoti stessi, in particolare la deformazione della superficie della Terra, la temperatura e umidità superficiale, il contenuto di gas ed aerosol.

Deformazioni verticali ed orizzontali variabili tra decine di centimetri e metri sono registrate dopo lo shock. Alcune deformazioni sono registrate affidabilmente con la tecnica Radar Interferometrico ad Apertura Sintetica (InSAR). Le deformazioni pre-terremoto sono piuttosto piccole, nell'ordine dei centimetri. Ad oggi sono noti alcuni casi di mappatura delle deformazioni prima dello shock per mezzo di dati satellitari (*Tronin A.A., 2010*). Gli sviluppi futuri consisteranno nei sistemi di precisione SAR alle lunghe lunghezze d'onda con media risoluzione spaziale e combinati con la tecnica GPS.

Molteplici prove di variazioni al **contenuto di gas ed aerosol** prima dei terremoti sono riportate per osservazioni a terra. I metodi satellitari permettono di misurare le concentrazioni dei gas in atmosfera: O₃, CH₄, CO₂, CO, H₂S, SO₂, HCl ed aerosol. Comunque la risoluzione spaziale e sensibilità dei moderni sistemi restringe l'applicazione dell'osservazione satellitare dei gas in sismologia ed i primi promettenti risultati sono stati ottenuti solo per l'ozono, l'aerosol ed il vapor d'acqua (*Dey S., Singh R. P., 2003; Cervone G. et alii, 2006; Tronin A.A. et alii, 2004*).

Per quanto riguarda i **precursori termici** e come accennato nel precedente paragrafo, esistono diverse osservazioni dell'incremento (di 3-5°C) della temperatura superficiale e prossima alla superficie prima dei terremoti. Metodi di predizione dei terremoti si stanno sviluppando usando sondaggi all'infrarosso termico (TIR) (*Tronin A.A., 2010*).

I sensori spaziali operativi nello spettro TIR installati a bordo di satelliti polari permettono oggi il monitoraggio del campo termico terrestre con una risoluzione spaziale di 0.5-5 km ed una

risoluzione di temperatura di 0.12-0.5 °C. I sondaggi sono ripetuti ogni 12 ore per i satelliti ad orbita polare e ogni 15 minuti per i satelliti geostazionari per la generalità dei casi. Alcuni sensori possono monitorare da molto vicino le regioni predisposte sismicamente e fornire informazione sulle variazioni di temperatura superficiale associate ad un terremoto imminente.

I fenomeni naturali e la disponibilità dei dati hanno stimolato l'analisi di lunghe serie temporali di immagini termiche in relazione al rischio di terremoto. Storicamente, la prima applicazione di immagini termiche nello studio dei terremoti si è avuta negli anni '80 per l'Asia Centrale (*Gorny V.I. et alii, 1988*). Ricerche simili successive sono state realizzate in Cina, Giappone, India, Italia, Spagna, Turchia, USA ed altri paesi (*Adams D. A., Eneva M., 2006; Adams D. A., Eneva M., 2007; Chengyu C. et alii, 1999; Guangmeng G., 2008; Ouzounov D., et alii, 2006; Qiang Z. et alii, 1997; Qiang Z. et alii, 1999; Saraf A. K. et alii, 2008; Tramutoli V. et alii, 2005; Tronin A. A., 2000; Tronin A. A., Hayakawa M., Molchanov, 2002; Tronin A.A. et alii, 2004; Wei L. et alii, 2009*). Le osservazioni termiche da satellite indicano un significativo cambiamento della temperatura della superficie terrestre e degli strati dell'atmosfera vicini alla superficie. Per tutte le aree altamente sismiche elencate sono state riportate significative anomalie termiche antecedenti i terremoti.

L'analisi del fenomeno termico è basata sul monitoraggio dell'area attorno al sito oggetto dell'evento sismico per un adeguato periodo di osservazione prima e dopo la scossa, tipicamente alla stessa ora di tutti i giorni dello stesso mese per più anni. L'incremento di temperatura è osservato talvolta tale e quale, talaltra introducendo il concetto di anomalia e fissando una soglia valutata ad esempio in un multiplo dello scarto quadratico medio osservato.

Un algoritmo più elaborato è stato proposto ed applicato ripetutamente anche ad altri eventi rari da Tramutoli (*Tramutoli V., 1998; Tramutoli V. et alii, 2001*), che ha sviluppato una tecnica robusta di analisi dei dati satellitari per le anomalie termiche spazio-temporali sulla superficie della Terra. Tale tecnica robusta di analisi dei dati satellitari permette una migliore identificazione delle anomalie spazio-temporali all'infrarosso termico anche sotto condizioni naturali e di osservazione variabili.

Tale estimatore robusto delle anomalie TIR è stato indicato con RETIRA, $\otimes(\mathbf{r}, \mathbf{t})$: dove \mathbf{r} rappresenta le coordinate geografiche del centro del pixel dell'immagine, \mathbf{t} è il momento di acquisizione dell'immagine satellitare. In questo modo $\otimes(\mathbf{r}, \mathbf{t})$ fornisce l'eccesso locale del segnale termico corrente confrontato col suo valore storico medio e pesato dalla sua variabilità storica, nella localizzazione considerata (sempre ad orario costante).

Le indagini termiche satellitari hanno una storia solo recente nelle applicazioni in sismologia. La maggior parte dei vantaggi e degli svantaggi sono però noti. Due problemi principali limitano

l'utilizzo dei dati termici: la **penetrazione nuvolosa** e l'**influenza delle differenti situazioni tettoniche** sulle misure.

- Per il primo problema è stato ipotizzato in letteratura il possibile utilizzo in futuro di differenti bande spettrali (a maggior lunghezza d'onda), attualmente non capaci di garantire la risoluzione geometrica dell'infrarosso termico e comunque con una minore sensibilità radiometrica per le temperature in esame.

Altra soluzione è data dal ricorso all'integrazione dei dati e metodi satellitari con quelli di analoghi monitoraggi da stazioni a terra o a bassa quota per le aree a maggiore rischio sismico.

- Il secondo problema è ancora aperto. Non sono state avanzate infatti correlazioni forti e generalizzate tra l'attività sismica e le anomalie termiche sulla superficie della Terra. Più specificamente, si hanno correlazioni per alcune aree, mentre per altre, anche con la stessa litologia, non si sono ottenuti apprezzabili risultati.

Riassumendo, un ampio spettro dei metodi di telerilevamento satellitare è oggi applicato in sismologia. Il valore di questi metodi per la ricerca sismologica è multiforme. I metodi ottici hanno applicazioni limitate, principalmente finalizzate alla valutazione rapida dei danni nelle zone epicentriche.

Sempre maggiore è l'estensione delle applicazioni di metodi InSAR in sismologia: i moderni sistemi radar in congiunzione con GPS/GLONASS possono fornire l'intero ciclo di monitoraggio sismico, ma si presentano comunque poco adatti al monitoraggio finalizzato all'uso per early warning. L'ampia applicazione dei metodi InSAR è inoltre limitata dall'alto costo dei dati e dalla complessità di analisi degli stessi che nel migliore dei casi hanno comportato un'elaborazione di oltre una settimana.

Le applicazioni dei dati termici satellitari si stanno attualmente sviluppando nell'individuazione di anomalie termiche applicate alle faglie sismicamente attive, nella direzione del monitoraggio dell'attività sismica e della stretta integrazione con osservazioni a terra.

Concludendo la sintesi sull'utilizzo attuale delle tecnologie satellitari in campo sismologico, si può osservare una corposa casistica sia come tipologie di parametri osservati sia come tecnologie utilizzate e si può auspicare e prospettare un uso integrato delle analisi degli stessi (*Singh R.P., Mehdi W., Sharma M., 2010; Pulinets et alii, 2006a*).

Lo stato dell'arte non è stato però finora sufficiente ad proporre un precursore sufficientemente affidabile in termini di ricorrenza, correlazione spazio-temporale, riduzione entro margini ragionevoli del rischio di falsi positivi (*Tronin A. A., Hayakawa M., Molchanov, 2002; Tronin A.A., 2010*).

Rimane inoltre ancora aperta la questione riguardante la reale comprensione dei fenomeni di precursione e la loro relazione fisica con l'evento sismico. La soluzione di questo problema è abbastanza lontana, come dimostrano le spiegazioni talvolta contraddittorie e talvolta eccessivamente generalizzanti per sismi di profondità, intensità, meccanismi di faglia, contesto geologico estremamente differenti. Tutti questi quesiti si interfacciano col problema generale di capire la natura del terremoto, la sua generazione e le modalità di rilascio dell'energia associata.

4.4 Il terremoto aquilano

Il 6 Aprile 2009, 01:32 UTC, si è verificato nel centro Italia un terremoto distruttivo di magnitudo $M_L=5.9$ e $M_W=6.3$ ad una profondità ipocentrale pari a circa 9 km.

L'epicentro si è avuto a 7 km dall'importante centro abitato di L'Aquila causando danni e numerose vittime tra la popolazione. La struttura interessata fa parte della catena appenninica (Fig 12.A), in un'area già catalogata a forte rischio sismico e caratterizzata da una generale variabilità di meccanismi focali (Fig. 12.B).

Il meccanismo di rottura è avvenuto secondo modalità di faglia normale interessando una superficie di circa 12 km di lunghezza per 9 km di larghezza, con una deformazione massima permanente di 20 cm localizzata tra L'Aquila e Fossa secondo le stime INGV sulla base dei dati satellitari SAR della missione Cosmo-SkyMed (Fig 13.A e 13.B; comunicazioni divulgative dello stesso ente).

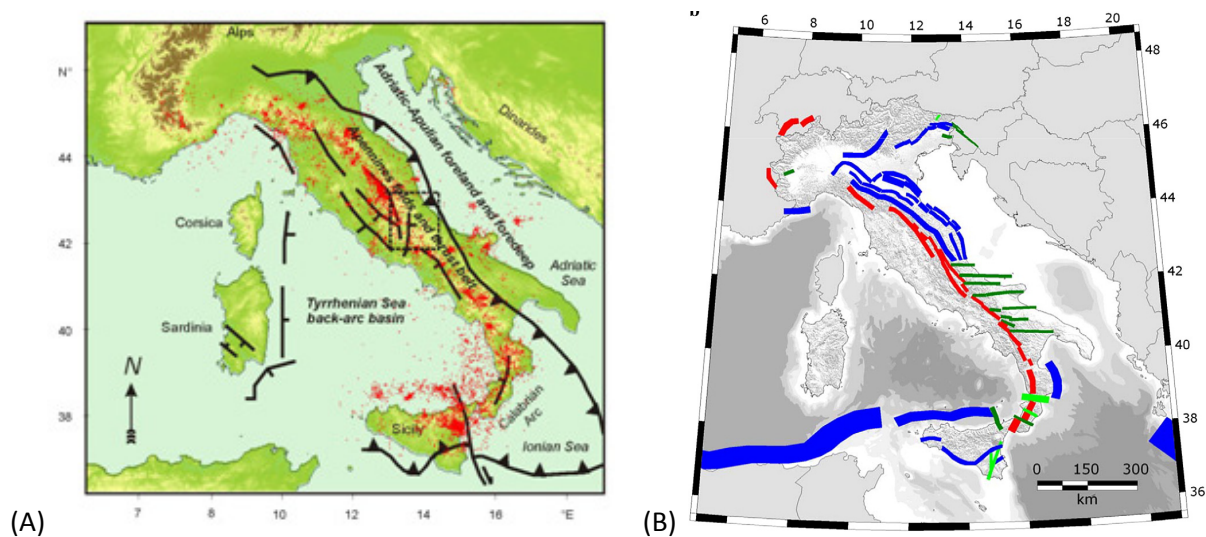


Fig 12. (A) Mappa degli tettonica dell'Italia (da Di Luccio F. et alii, 2010); (B) Classificazione delle aree sismogenetiche del territorio italiano con la seguente codifica cromatica: blu, meccanismi di faglia inversa; rosso, faglia normale; verde, faglia trascorrente. (da Basili R. et alii, 2008)

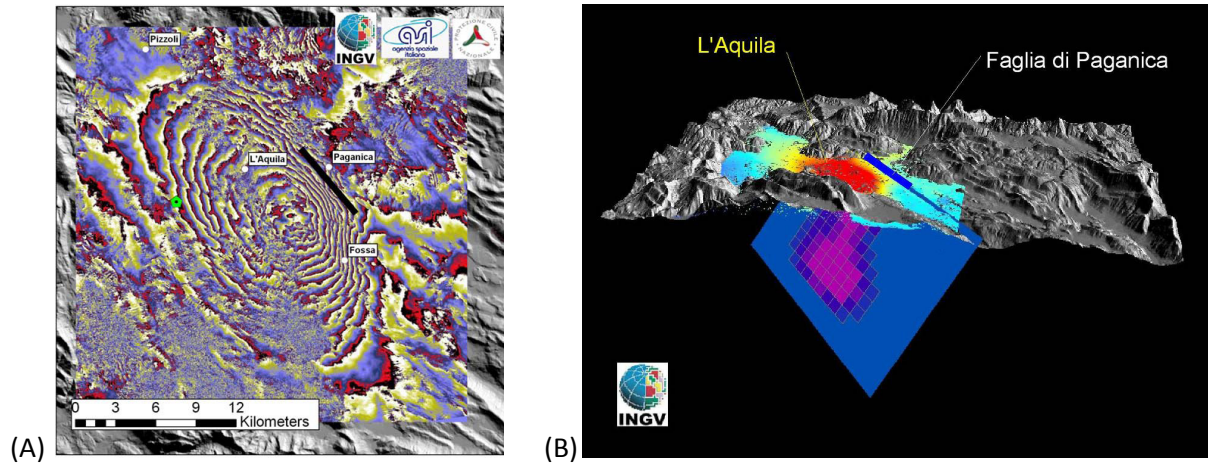


Fig 13. Elaborazioni INGV dei dati SAR Cosmo-SkyMed: interferogramma post-evento dell'acquisizione del 13 Aprile (A) e inversione degli spostamenti misurati per ottenere la stima delle dimensioni dell'area faglia attivata (B). (fonte comunicazioni divulgative sul internet dell'INGV, www.ingv.it).

La scossa principale è stata preceduta da uno sciame sismico che ha abbandonato le caratteristiche di sismicità di fondo (coefficienti a e b della legge di Gutenberg-Richter) a partire da fine ottobre 2008 aumentando sia il numero di eventi che le magnitudo, comunque lievi (Tab. 4). Il tasso di sismicità è cresciuto ulteriormente nel periodo tra Gennaio e Marzo 2009, per poi aumentare bruscamente nel periodo Marzo-Aprile (*Papadopoulos G.A. et alii, 2010; Di Luccio F. et alii, 2010*).

	Rate [events/day]	b [adim.]
Genn 2006 – 27 Ott 2008	1.14	1.09
28 Ott 2008 – 26 Mar 2009	2.52	0.88
27 Mar 2009 – 06 Apr 2009	21.70	0.68

Tab 4. Parametri dello sciame sismico in atto tra fine Ottobre 2008 e la scossa principale del 6 Aprile 2009 (da *Papadopoulos G.A. et alii, 2010*).

Per le cause di attivazione della scossa principale, sulla base dell'andamento del rapporto V_p/V_s tra le componenti delle onde sismiche registrate durante lo sciame, è stata avanzata l'ipotesi di un ruolo importante esercitato da fluidi (sia acqua che CO_2) ad elevata pressione nelle discontinuità degli ammassi coinvolti (*Di Luccio F. et alii, 2010*).

Alla scossa principale del 6 Aprile sono seguite numerose repliche di minore energia, le più importanti delle quali si sono registrate il 7 Aprile ($M_w=5.6$) ed il 9 ($M_w=5.4$) (Fig 14.A e 14.B).

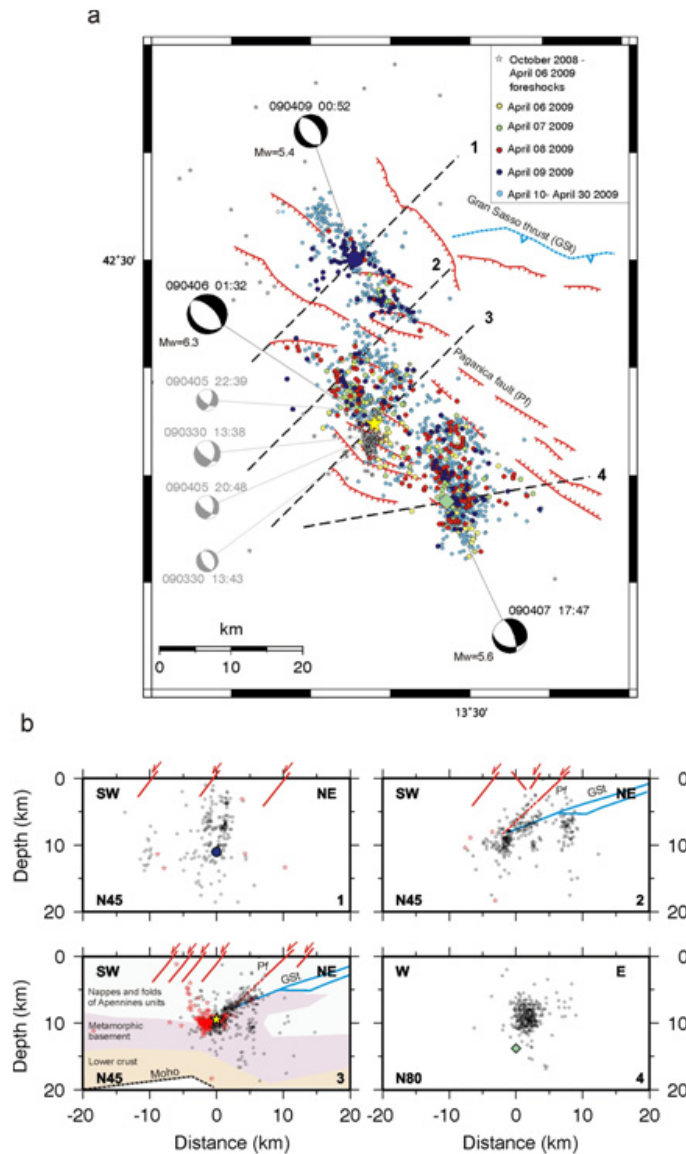


Fig 14. Mappa (A) e sezioni (B) delle scosse registrate nell'aquilano durante Aprile 2009 (da Di Luccio F. et alii, 2010); Le sfere focali in nero indicano la scossa principale del 6 Aprile e le due repliche maggiori del 7 e 9 Aprile

Tra i numerosi lavori di ricerca dedicati al terremoto del 6 Aprile relativi al monitoraggio di parametri non direttamente sismologici (rilevazioni a terra di anomale emissioni di gas, rilevazioni di campo magnetico a terra, anomalie nelle riflessioni ionosferiche di trasmissioni ad onde lunghe sopra l'area aquilana, emissioni luminose) si segnalano per brevità tre lavori che hanno riguardato il monitoraggio termico satellitare, due con dati di satelliti polari (Pergola N. et alii, 2010, Lisi M. et alii, 2010) ed uno con dati del satellite geostazionario Meteosat9 (Genzano N. et alii, 2009).

Le tre indagini hanno mostrato sostanziali convergenze nei risultati con l'individuazione dell'anomalia (con l'uso dell'indice RETIRA) più estesa alla fine di Marzo su un'area molto ampia nel centro Italia (Fig 15). Anomalie sono state rilevate anche in aree del nord Italia e nei Balcani ed associate ad eventi sismici minori.

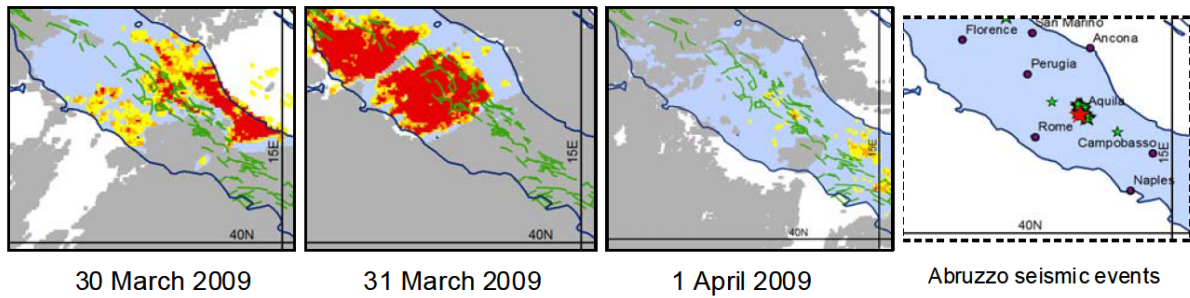


Fig 15. Analisi termiche satellitari con l'utilizzo del parametro RETIRA applicato a dati di temperatura di brillantezza acquisite dal Meteosat 9: inquadramento di dettaglio delle acquisizioni con meno copertura nuvolosa e la presenza dell'anomalia termica (da [Genzano N. et alii, 2009](#))

Sia le analisi su dati di satelliti polari che geostazionari sono state condotte su una sola acquisizione notturna per singolo giorno ed utilizzando uno storico di almeno cinque anni. In generale le mappe, che pure sono state in grado di rilevare fenomeni termici anomali, si presentano con una notevole copertura nuvolosa su entrambe le piattaforme limitandone le potenzialità di osservazione (Fig 16).

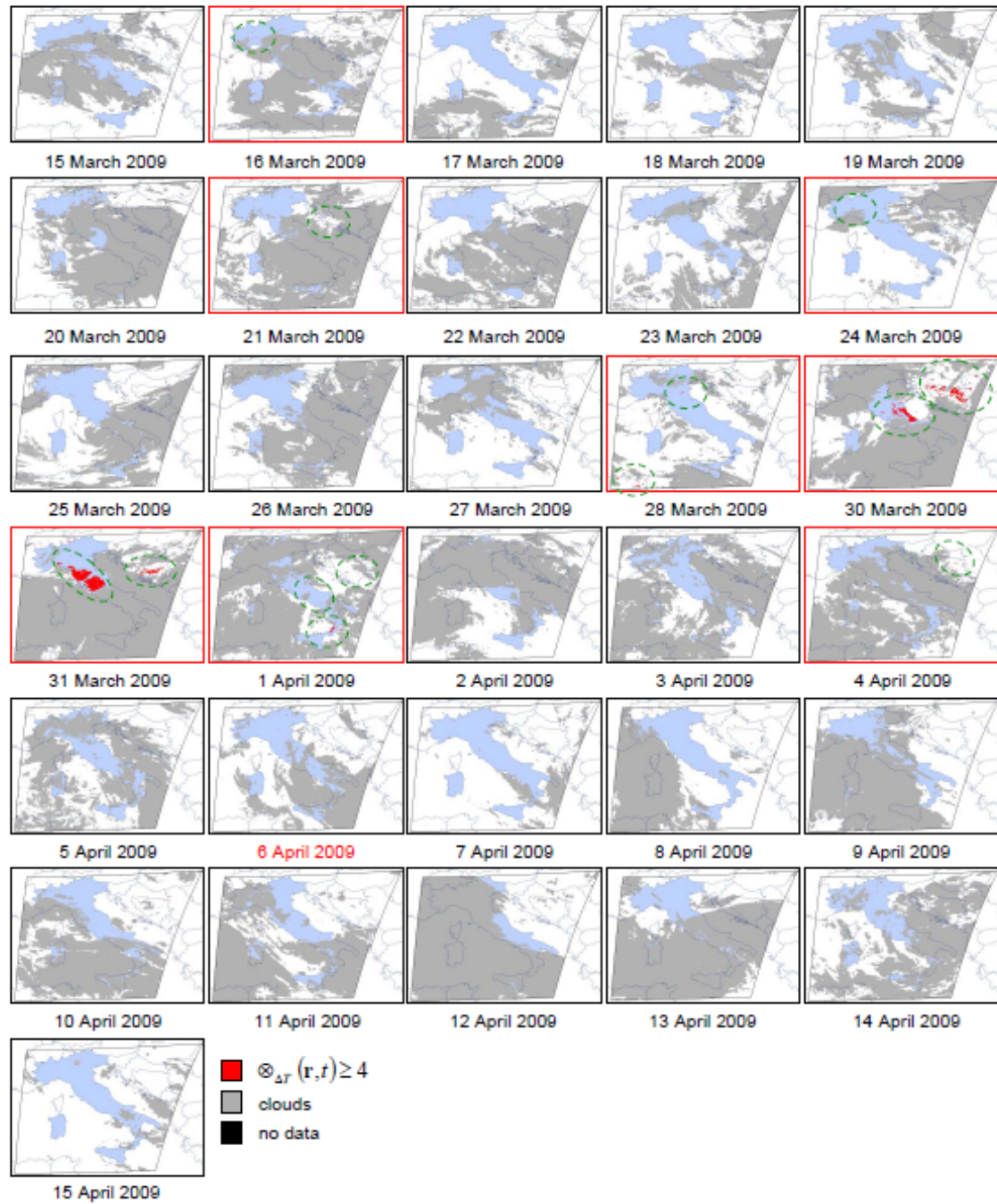


Fig 16. Analisi termiche satellitari con l'utilizzo del parametro RETIRA applicato a dati di temperatura di brillanza acquisite dal Meteosat 9 (da Genzano N. et alii, 2009); le aree cerchiare in verde segnalano la presenza al proprio interno di pixel con l'anomalia termica rilevata.

5 Risultati

5.1 Aree di inquadramento e periodi di osservazione

Gli studi termici oggetto di tesi sono stati condotti su due aree di indagine: la Sardegna, ed il centro Italia (Fig. 17).

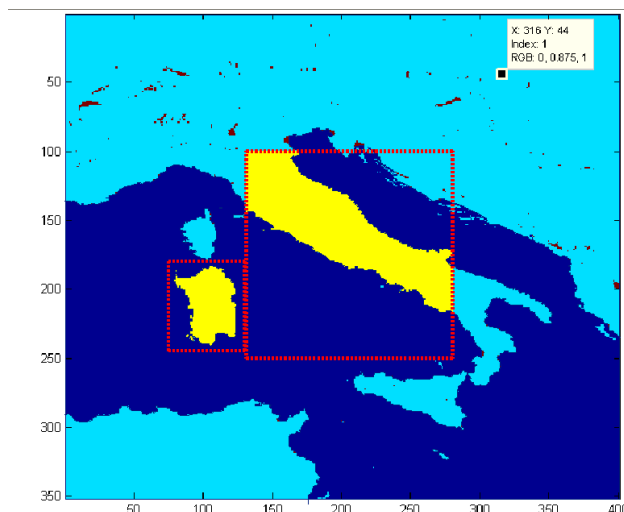


Fig 17. Aree di inquadramento dei dati analizzati

La Sardegna, area destinata a verificare l'assenza di anomalie termiche di presunta origine sismica, è stata scelta sulla base dei seguenti criteri:

- Superficie priva di attività sismica di rilievo anche nelle immediate prossimità e di sufficiente estensione da poter avere un adeguato numero di campioni (pixel) di cui verificare il comportamento termico;
- Area sufficientemente vicina al fenomeno osservato, tale da poter supporre caratteristiche meteorologiche giornaliere analoghe a quelle dell'altra area di inquadramento, oltre che sostanziale mantenimento dei parametri di osservazione (angolo di osservazione e spessori atmosferici tra il suolo ed il sensore).

L'area corrispondente al Centro Italia, destinata a verificare la presenza di anomalie termiche in relazione all'intensificarsi dell'attività sismica, è stata delimitata in maniera tale da contenere quanto più possibile la catena appenninica ed al tempo stesso da rimanere abbastanza ristretta e permettere tempi di elaborazione e volumi di dati archiviati compatibili con l'avanzamento della ricerca.

I periodi di osservazione delle aree di indagine variano per ciascuna delle tre tipologie di analisi termica effettuata (Fig 18).

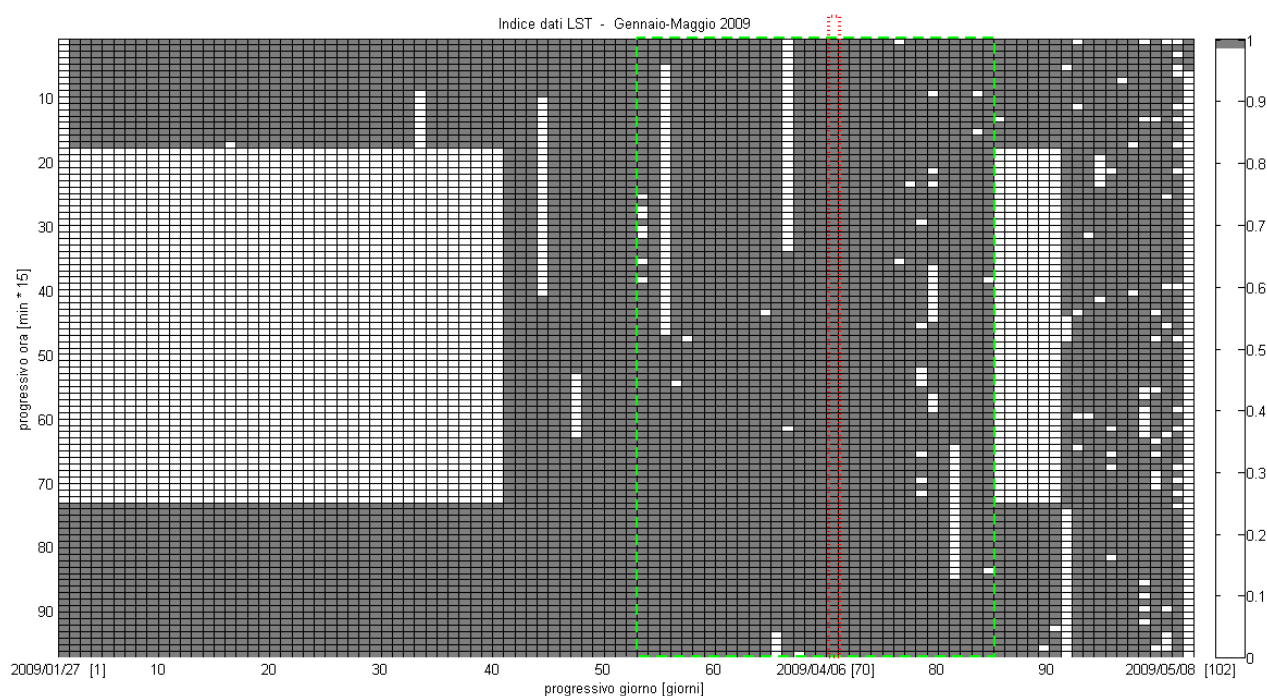


Fig 18. Indice dei dati di LST utilizzati per le analisi termiche relative alla primavera 2009 (tra il 27/01/ ed il 08/05/2009), con indicazione in grigio della presenza del dato ed in bianco della assenza; Nell'asse delle ordinate discendenti è possibile leggere il progressivo dell'acquisizione all'interno del giorno, nell'asse delle ascisse il progressivo del giorno. In rosso è individuato il 6 Aprile, giorno della scossa principale.

L'analisi non automatizzata dei dati è stata effettuata sui dati con acquisizioni disponibili per tutto il giorno (tra il 09/03/2009 ed il 20/04/2009).

Il set dei dati di temperatura di brillantezza $BT_{10,8}$ ha un'estensione di un solo mese (tra il 20/03/2009 ed il 20/04/2009) ed è indicato con il rettangolo verde.

I periodi di osservazione dei dati grezzi (LST) in corrispondenza dei pixel contenenti epicentri di eventi sismici significativi comprendono tutte le acquisizioni giornaliere (00:00-23:45 UTC), qualora rilasciate dal LandSaf. Sono i seguenti:

- Primavera 2009: dati compresi tra il 09/03/2009 ed il 20/04/2009 (01:00 UTC);
- Estate 2010: dati compresi tra il 22/08/2010 (00:00) ed il 02/09/2010 (07:30 UTC).

I periodi di osservazione per le analisi mediante accorpamento dei dati sono concentrati durante le acquisizioni notturne (18:00-04:00 UTC), finestra selezionata sulla base dei dati di alba e tramonto (forniti dal sito www.eurometeo.com) per i pixel ai margini delle aree di indagine; sono i seguenti:

- Ottobre 2008: dati notturni compresi tra il 01/10/2008 (ore 18:00 UTC) ed il 31/10/2008 (04:00 UTC), scelti come riferimento per la contemporanea assenza di nuvole e di eventi sismici;
- Primavera 2009: dati notturni compresi tra il 27/01/2009 (18:00 UTC) ed il 08/05/2009 (01:00 UTC).

Il periodo di osservazione per l'individuazione di possibili anomalie atmosferiche è il seguente (sia dati LST che $BT_{10.8}$):

- Primavera 2009: intero arco diurno (00:00 – 23:45 UTC), dati compresi tra il 20/03/2009 ed il 20/04/2009.

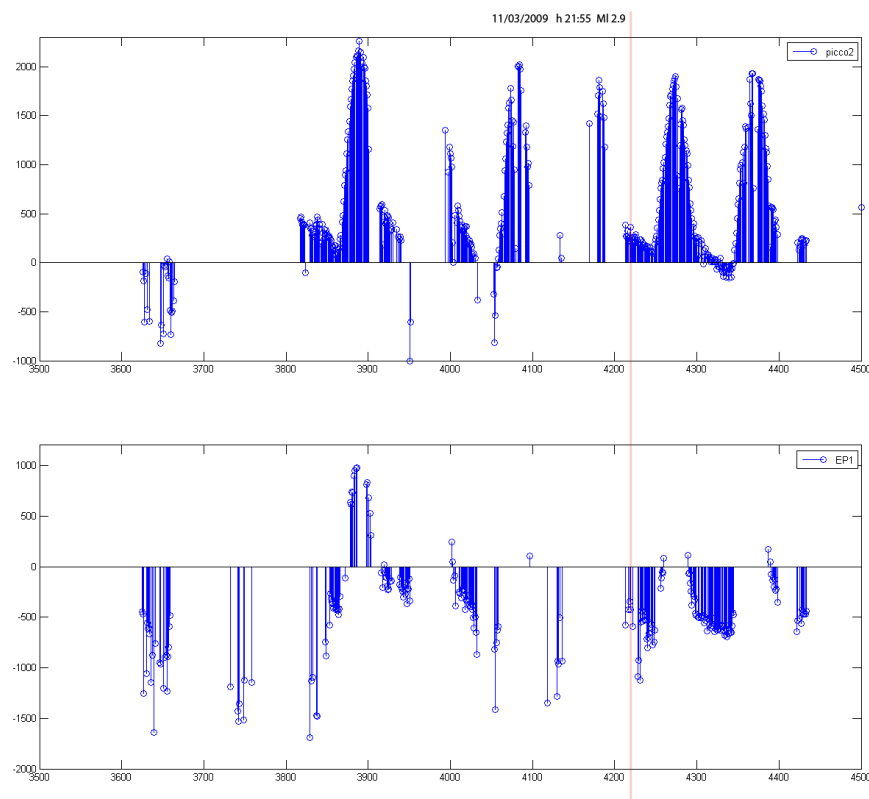
5.2 Analisi sui dati grezzi in corrispondenza degli eventi sismici

L'analisi sui dati grezzi è stata condotta sovrapponendo alle serie temporali di temperatura stimata al suolo (LST) di alcuni pixel campione la serie temporale delle scosse di magnitudo superiore o uguale a $M_L=2.9$ e cercando di individuare effetti in alta frequenza potenzialmente legati temporalmente alle scosse stesse.

I pixel campione presi in esame sono 8 così selezionati:

- **EP1:** contiene l'epicentro della scossa principale del 6 Aprile 2009; coordinate matriciali (riga, colonna) = (61, 79);
- **EP2:** contiene l'epicentro della scossa del 7 Aprile; coordinate (58, 77);
- **EP3:** contiene l'epicentro della scossa del 9 Aprile; coordinate (62, 81);
- **AQ:** contiene il centro abitato di L'Aquila; coordinate (61,80);
- **picco:** corrisponde ad uno dei massimi nell'anomalia calcolata con il metodo di accorpamento dei dati; coordinate (55, 62);
- **picco2:** corrisponde ad uno dei massimi nell'anomalia calcolata con il metodo di accorpamento dei dati; coordinate (59, 66);
- **S1:** è localizzato in un'area in Toscana estranea all'attività sismica; coordinate (40, 40);
- **S2:** è localizzato in un'area nel Lazio estranea all'attività sismica; coordinate (60, 40);

L'analisi relativa ai dati del 2009 non ha dato risultati apprezzabili poiché la copertura nuvolosa non permetteva di definire graficamente un comportamento standard delle temperature, neanche abbassando la soglia di magnitudo osservata a valori relativamente bassi ($M_L=2.9$) e quindi aumentando notevolmente il numero di eventi dello sciame sismico selezionati (Fig 19).



*Fig 19. Andamento delle temperature LST per i pixel **picco2** e **EP1** in corrispondenza temporale di una scossa di magnitudo 2.9 registrata in data 11 Marzo; in ascisse il tempo (progressiva di acquisizione, passo 15'), in ordinate la temperatura (centesimi di °C).*

Nell'estate 2010 è stata rilevata nell'area dei Monti Reatini una attività sismica di media intensità culminata con una scossa di magnitudo locale 3.6 (31/08/2010 07:13 UTC) avente ipocentro stimato alla profondità di 8.6 km.

La vicinanza notevole delle aree interessate ha giustificato il mantenimento degli stessi pixel campione delle analisi relative al 2009.

L'intervallo temporale disponibile è stato estremamente ristretto ma la copertura nuvolosa è quasi sempre assente in tutti i pixel campione per cui è facilmente individuabile un comportamento normale delle dinamiche di temperatura: è stato rilevato uno scostamento dal comportamento normale immediatamente a ridosso della scossa con due giorni di anticipo (Fig 20).

Essendo stato osservato il fenomeno in una sola occasione non è possibile associarlo con certezza al manifestarsi di eventi sismici mancando qualsiasi presupposto di ricorrenza e ripetibilità, ma si è comunque ritenuto di segnalare il risultato come possibile spunto di successive ricerche.

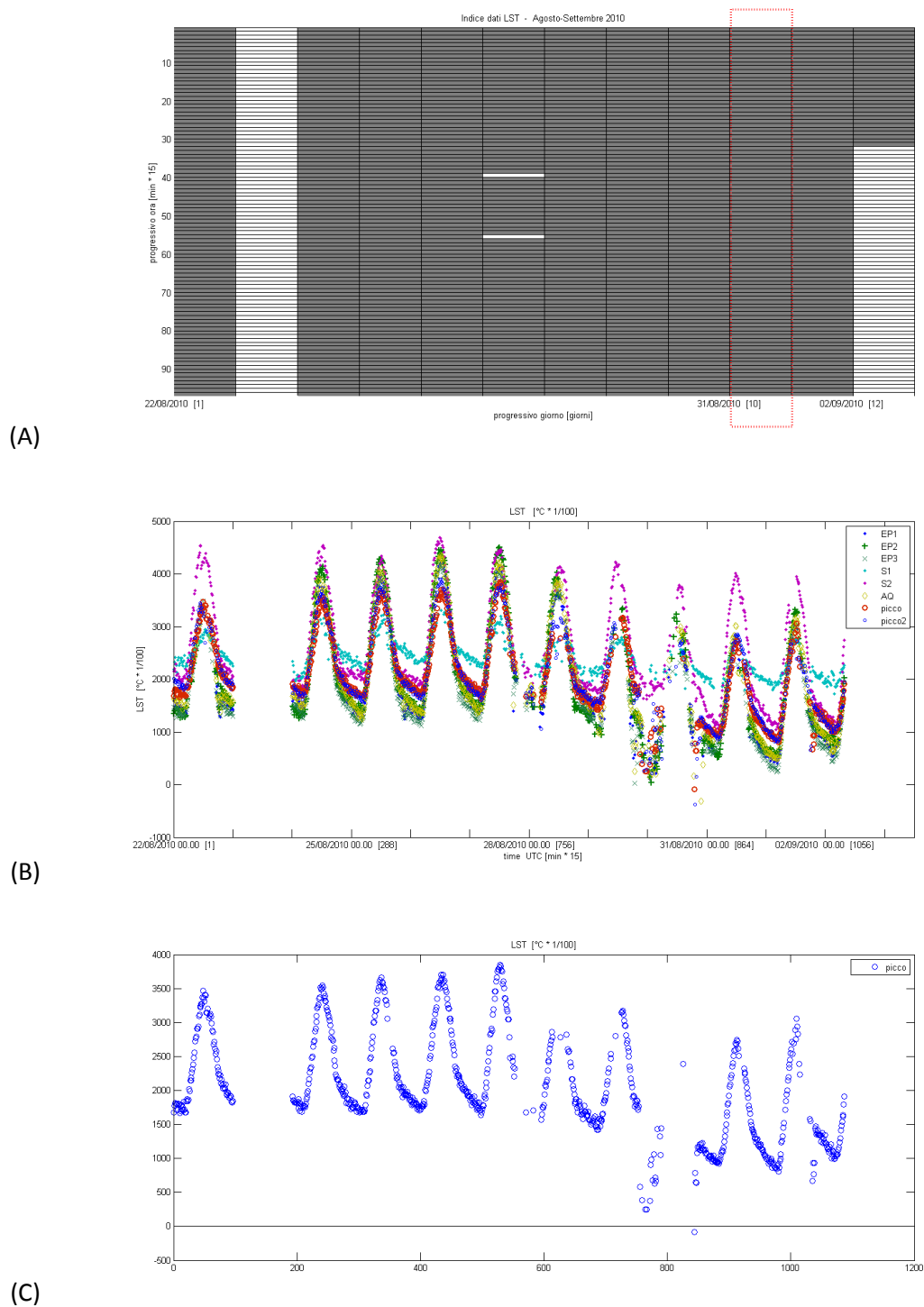


Fig 20. (A) Indice delle acquisizioni utilizzate per le analisi grafiche sui dati grezzi di LST relativi all'estate 2010;

(B) La sovrapposizione delle 8 serie temporali mostra un comportamento anomalo di tutte le tracce tranne quelle relative ai pixel S1 e S2 due giorni prima della scossa del 31 Agosto;

(C) Isolando i singoli pixel è possibile osservare meglio l'anomalia, consistente in un abbassamento drastico e temporaneo di temperatura stimata con un'oscillazione di circa 10 °C.

5.3 Tecniche di accorpamento dei dati

L'utilizzo di una piattaforma di osservazione fissa come nel caso dei satelliti geostazionari permette di avere osservazioni molto frequenti e confrontabili.

L'assunzione di un modello di comportamento termico secondo i ragionamenti illustrati nel capitolo 3 permette infatti di mettere in relazione temporale ogni acquisizione con quelle che appartengono alla sua stessa fase di energizzazione o di rilascio termico.

Nello specifico si è visto come la fase di rilascio termico offra dei vantaggi sia per la legge di variazione, schematizzabile in maniera soddisfacente già con due parametri, sia per il fatto di presentare una minore sensibilità alle piccole variazioni ambientali.

Nell'ipotesi di validità di una legge statistica di decadimento dei valori delle temperature notturne è possibile inoltre ridurre gli effetti della copertura nuvolosa grazie alla mobilità della stessa nuvolosità nell'arco della finestra temporale di osservazione (41 acquisizioni, oltre 10 ore).

Un accorpamento dei dati mediante procedura di stack permette appunto di avvicinarsi al comportamento medio della curva di temperatura e quindi di rendere affidabile la procedura successiva di approssimazione lineare dei dati. Di contro non è utile aumentare indefinitamente il passo dello stack perché, come illustrato nel capitolo 3, la procedura ha effetti pesanti anche sull'ipotetico segnale di origine sismica ricercato. A tal fine sono state ripetute le elaborazioni per differenti passi di stack. Di seguito vengono riportati i risultati relativi allo stack con passo 9 giorni, che si è dimostrato il più efficace e meno rumoroso con gli specifici dati analizzati.

Il parametro analizzato è stato la pendenza dT/dt della retta di approssimazione del fenomeno di scarica notturna. L'intervallo di scala cromatica delle mappe con stack di 9 giorni è compreso tra -15 e 15 centesimi di °C/campione, ed essendo la frequenza di acquisizione pari a 15 minuti il fondo scala utilizzato corrisponde ad una velocità di riscaldamento o raffreddamento di 1/100 °C/min e ad un'escursione sintetica notturna di circa 6 °C. Le mappe sono indicate con la data del giorno del tramonto relativo alla notte più recente elaborata nello stack.

Come detto nel paragrafo 5.1, le aree di indagine selezionate sono la Sardegna ed il Centro Italia, ed i periodi di osservazione sono i seguenti:

- Ottobre 2008: dati notturni compresi tra il 01/10/2008 (ore 18:00 UTC) ed il 31/10/2008 (04:00 UTC);
- Primavera 2009: dati notturni compresi tra il 27/01/2009 (18:00 UTC) ed il 08/05/2009 (01:00 UTC).

Le mappe relative al Centro Italia sono realizzate con la sovrapposizione del reticolo di faglie sismogenetiche del catalogo ITHACA (ITaly HAZard from CAPable faults) redatto dall'ISPRA, al fine di evidenziare gli allineamenti e le correlazioni spaziali tra le stesse e le anomalie termiche rilevate. Tali faglie sismogenetiche non sono ovviamente presenti nella Sardegna in ragione della sua inattività sismica.

I risultati delle mappe di anomalia termica ottenute sono stati inoltre confrontati con le contemporanee distribuzioni di sismicità dei territori analizzati, dedotte dal catalogo parametrico dei terremoti ISIDe (Italian Seismic Instrumental and parametric Data-basE) redatto dall'INGV al fine di verificare eventuali legami spazio-temporali tra i sismi e le anomalie rilevate. A causa della numerosità di eventi sismici aquilani nella primavera 2009 tale confronto è stato condotto dividendo le serie temporali in due gruppi, quelle dell'area aquilana (latitudine compresa tra 42° e 43°) e quelle delle altre aree sismiche osservate o immediatamente esterne all'area di osservazione (intervalli latitudine tra 39° e 42° e tra 43° e 44°).

5.3.1 Ottobre 2008 – Centro Italia

Le elaborazioni relative ad centro Italia nel periodo di Ottobre 2008 e con stack 9 giorni (Appendice 1), hanno evidenziato il mantenimento di condizioni sostanzialmente stabili del parametro osservato per quasi tutto il periodo di osservazione, fino alla comparsa di un'anomalia di riscaldamento notturno ($dT/dt > 0$) localizzata nel Lazio e concentrata immediatamente a ridosso del tratto appenninico coinvolto dal terremoto del 6 Aprile 2009.

Il riscaldamento compare inizialmente di piccola estensione ed intensità nella mappa del 25 Ottobre (prodotta dallo stack dei dati grezzi compresi tra il 16 ed il 25 Ottobre).

L'anomalia cresce di intensità e tra il 27 ed il 29 Ottobre si manifesta con una seconda anomalia lineare e parallela alla precedente.

La mappa del 30 Ottobre (dati grezzi 21-30 Ottobre) presenta un'area anomala particolarmente estesa ed intensa che contiene le due anomalie precedenti. Sulla mappa del 30 Ottobre ed in parte del 29 è possibile osservare una leggera anomalia lineare sul lato adriatico dell'Appennino centrale.

Il manifestarsi di tali fenomeni anomali potrebbe essere in stretto legame col cambiamento del regime sismico dell'area osservata rilevato in letteratura (*Papadopoulos G.A. et alii, 2010; Di Luccio F. et alii, 2010*).

5.3.2 Ottobre 2008 – Sardegna

Le elaborazioni relative alla Sardegna nel periodo di Ottobre 2008 (Appendice 2) presentano una prima anomalia termica di pochi pixel e leggera intensità nelle mappe relative ai giorni 11 e 12 Ottobre.

Una seconda anomalia termica è stata rilevata nella mappa del 28 e 29 Ottobre nell'area centrale della mappa.

Analizzando le mappe di copertura nuvolosa, persistenti soprattutto nella zona montuosa dell'isola durante il periodo di osservazione, è possibile ricondurre tali anomalie ad artefatti dell'elaborazione, dovuti al fatto che lo stack pur avendo un'estensione nominale di 9 giorni elabora solo i dati

effettivamente disponibili ed inoltre una eccessiva discontinuità delle serie temporali dei dati grezzi all'interno delle singole notti può produrre effetti solo sull'inizio o solo sulla fine della notte-stack risultante.

Escludendo le due anomalie descritte, il comportamento dell'indicatore dT/dt appare sostanzialmente regolare e stabile. Nell'ambito dei valori negativi del parametro, è possibile comunque rilevare la leggibilità di alcune strutture tettoniche isolane, come in particolare la cosiddetta "linea di Olbia" e la faglia bordiera del Campidano e punti singolari di nota emissione termica legata all'attività industriale (poli di Sarroch e Portoscuso).

5.3.3 Primavera 2009 – Centro Italia

Le elaborazioni relative alla primavera 2009 (Appendice 3), sono caratterizzate dalla presenza di numerose anomalie positive del parametro dT/dt .

Inizialmente (mappe dal 4 al 12 Febbraio) le aree anomale si presentano lungo l'Appennino a Nord ed a Sud del settore aquilano, continuando ad interessare l'Appennino meridionale fino al 15 Febbraio. Tra il 12 ed il 19 Febbraio una anomalia (particolarmente intensa nella mappa del 18) interessa la fascia costiera adriatica a ridosso delle strutture tettoniche aquilane.

Tra il 22 ed il 27 Febbraio si rileva una anomalia lineare di estensione limitata nell'Appennino settentrionale.

Nella mappa del 2 Marzo compare nell'Appennino meridionale una anomalia lineare estesa ed intensa che si sposta progressivamente verso il settore centrale interessandolo in via esclusiva a partire dal 10 Marzo fino al 14, con valori abbastanza intensi. L'anomalia si riduce quindi di intensità e prosegue nel verso dell'Appennino settentrionale dove si manifesta nuovamente di intensità consistente tra il 20 ed il 23 Marzo, per poi smorzarsi gradatamente fino al 29 Marzo.

A partire dal 27 Marzo l'anomalia, prima di piccola intensità, inizia a concentrarsi sull'Appennino centrale e ad annullarsi nelle aree a margine. Dal 31 Marzo inizia a notarsi un processo di concentrazione dell'anomalia stessa con la formazione di alcuni allineamenti tra loro ravvicinati e corrispondenti con l'area aquilana. Tale anomalia si mantiene di elevata intensità fino alla mappa del 6 Aprile, cioè della notte-stack tra il 6 ed il 7 Aprile (e quindi dati grezzi tra il 28 Marzo 18:00 UTC

ed il 7 Aprile 04:00 UTC). Tale anomalia è in parziale accordo spazio temporale con le osservazioni di altri indicatori termici presenti in letteratura (*Genzano N. et alii, 2009*) dove è stata proposta l'associazione con la scossa principale aquilana del 6 Aprile.. Quindi le anomalie riscontrate nelle mappe dei giorni immediatamente precedenti alla sismicità più intensa possono essere ricondotte agli stati di sforzo che hanno generato i terremoti o allo sciame sismico in atto e sostanzialmente in accordo temporale con le analisi termiche presenti in letteratura.

Le mappe tra il 7 Aprile ed il 23 mostrano una sostanziale latenza dell'anomalia, essendo il parametro dT/dt negativo e stabile.

La mappa del 24 Aprile presenta due piccole ma intense anomalie ai margini dell'Appennino centrale che progressivamente si avvicinano fino a definire un'unica anomalia lineare che ha il suo massimo nella mappa del 30 Aprile, pur mantenendo valori significativi fino alla mappa del 3 Maggio. Progressivamente le intensità diminuiscono fino alla mappa finale del 7 Maggio che non presenta nessuna anomalia del parametro dT/dt .

Le anomalie che hanno avuto il massimo di intensità ed estensione nella mappa del 30 Aprile non corrispondono ad eventi sismici di notevole importanza. Analizzando però nel dettaglio i dati del catalogo dei terremoti nell'area in esame è possibile verificare una notevole corrispondenza tra le distribuzioni dell'insieme di scosse rilevate (quindi anche di magnitudo estremamente basse) e la conformazione della anomalia stessa (Fig 21.A e 21.B). Il fenomeno potrebbe esser pertanto legato o a stati di stress superficiali connessi comunque con la struttura sismogenetica in quel momento attiva o ad emissioni gassose in corrispondenza delle principali linee tettoniche.

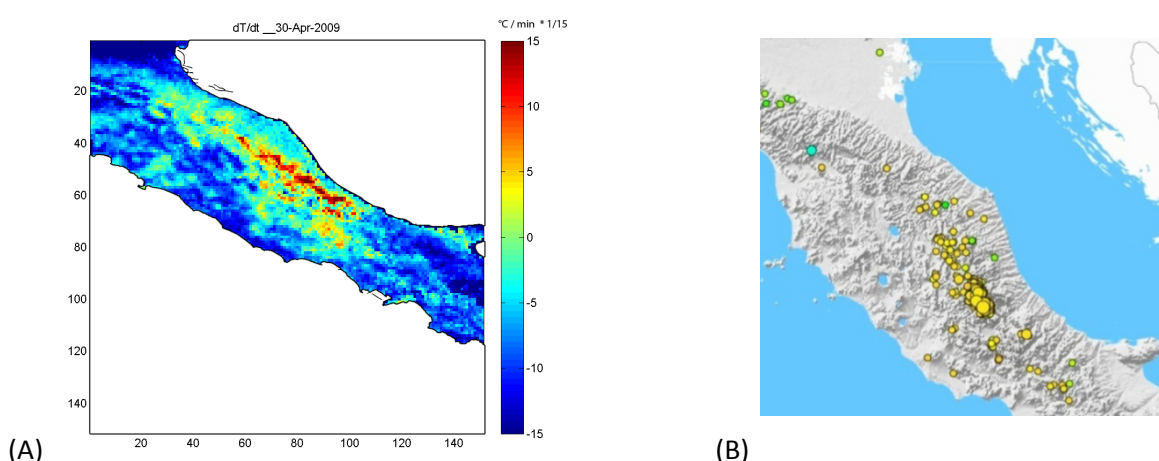


Fig 21. Confronto tra la mappa di anomalia termica del 30 Aprile (A) e la mappa della sismicità (magnitudo maggiore o uguale a 2) relativa al periodo 25/04/2009-03/05/2009 (B).

5.3.4 Primavera 2009 – Sardegna

Le elaborazioni relative alla Sardegna nel periodo della primavera 2009 (Appendice 4) presentano poche anomalie di intensità significativa ma non elevata, essendo sempre lontane dalla saturazione della scala cromatica adottata. Le anomalie sono inoltre di estensione estremamente ridotta rispetto a quelle osservate per l'area di indagine sismicamente attiva.

Sono state rilevate anomalie con le caratteristiche di intensità ed estensione appena descritte nei seguenti intervalli temporali:

- 6-9 Marzo;
- 2-3 Aprile;
- 7-10 Aprile;
- 23-28 Aprile;

In particolare nell'intervallo 23-28 Aprile sono state rilevate anomalie di un pixel o poco più ed in generale isolate.

Per l'anomalia più estesa, rilevata tra il 6 e 9 Marzo nella costa sud-occidentale può essere dovuta a carenza di dati elaborati forse anche unita a forti emissioni avvenute nell'area industriale di Portoscuso dilatata per effetto di venti di maestrale.

5.3.5 Confronti con la sismicità minore

Al fine di avere un primo riscontro numerico delle relazioni spazio-temporali tra attività sismica in atto o attesa e le anomalie osservate si è deciso di verificare la distribuzione nelle aree osservate o immediatamente intorno dei sismi di magnitudo maggiore o uguale a 3, soglia selezionata sulla base del numero di eventi del 2009 tale da garantire una statistica sufficiente al confronto con le anomalie termiche riscontrate (Tab 6). Come accennato l'attività dell'area aquilana nello stesso periodo è ovviamente molto più intensa di quella esterna (tanto da contare 243 eventi $M_L \geq 3$ contro i 19 casi di pari intensità nel resto dell'area di studio), per cui si riportano in tabella 7 solo le scosse di $M_L \geq 4$ (30 scosse contro le due sole scosse nelle aree esterne per la stessa soglia).

Data [gg/mm/aaaa]	Ora (UTC) [h:mm]	Latitudine [gradi.decimale°]	Longitudine [gradi.decimale°]	Profondità [km]	Magnitudo [adim]
01/10/2008	22:47	42.590	13.287	15.4	3.1
07/10/2008	14:20	41.930	9.796	39.4	3.1
11/10/2008	12:58	41.967	14.031	13.8	3.3
05/11/2008	10:29	42.075	15.399	1.1	3.2
07/11/2008	15:00	39.149	16.464	10.7	3.4

Tab 5. Sismicità di magnitudo locale maggiore o uguale a 3 su tutta l'area di osservazione nel periodo tra 01/10/2008 e 15/11/2008, dati ISIDE

Data	Ora (UTC)	Latitudine	Longitudine	Profondità	Magnitudo
[gg/mm/aaaa]	[h:mm]	[gradi.decimale°]	[gradi.decimale°]	[km]	[adim]
27/02/2009	15:07	39.115	15.605	247.2	3.2
07/04/2009	20:24	39.185	16.809	15.1	3.2
23/03/2009	20:37	39.225	16.071	57.6	3.9
13/04/2009	11:39	39.525	16.392	14.2	3.3
05/02/2009	16:02	40.856	10.203	43	3.6
07/05/2009	21:43	41.668	14.815	19.8	3
19/03/2009	14:01	41.906	15.622	1.2	3
27/04/2009	17:11	41.982	14.123	8.6	3
29/03/2009	08:43	41.985	14.002	8.1	3.8
17/03/2009	01:12	41.986	14.017	6.7	3.6
21/04/2009	22:26	41.992	14.013	8.2	3.1
22/02/2009	11:21	42.040	13.223	8.5	3.2
13/02/2009	06:39	43.641	12.082	4.8	3
21/04/2009	01:25	44.199	15.983	10	3.3
05/04/2009	20:20	44.230	11.913	24.5	4.6
06/04/2009	03:33	44.251	11.958	27.7	3.3
03/03/2009	15:26	44.444	9.688	72.5	3
23/05/2009	20:42	44.517	15.598	10	3
19/04/2009	12:39	44.735	7.868	45.3	4.1

Tab 6. Sismicità di magnitudo locale maggiore o uguale a 3 sulle aree di osservazione esterne al distretto aquilano nel periodo tra 04/02/2009 e 24/05/2009, dati ISIDE

Data	Ora (UTC)	Latitudine	Longitudine	Profondità	Magnitudo
[gg/mm/aaaa]	[h:mm]	[gradi.decimale°]	[gradi.decimale°]	[km]	[adim]
30/03/2009	13:38	42.321	13.376	9.8	4.1
06/04/2009	01:32	42.342	13.380	8.3	5.9
06/04/2009	01:36	42.352	13.346	9.7	4.7
06/04/2009	01:40	42.417	13.402	11	4.1
06/04/2009	01:41	42.377	13.319	8.5	4
06/04/2009	01:41	42.364	13.456	8.7	4.3
06/04/2009	01:42	42.300	13.429	10.5	4.2
06/04/2009	02:37	42.360	13.328	8.7	4.6
06/04/2009	03:56	42.335	13.386	9.3	4.1
06/04/2009	07:17	42.356	13.383	9	4
06/04/2009	16:38	42.363	13.339	10	4.1
06/04/2009	23:15	42.463	13.385	9.7	5
07/04/2009	09:26	42.336	13.387	9.6	4.8
07/04/2009	17:47	42.303	13.486	17.1	5.4
07/04/2009	21:34	42.364	13.365	9.6	4.3
08/04/2009	22:56	42.497	13.367	10.8	4.2
09/04/2009	00:53	42.489	13.351	11	5.1
09/04/2009	03:14	42.335	13.444	17.1	4.6
09/04/2009	04:32	42.445	13.434	9.8	4.2
09/04/2009	04:43	42.502	13.373	9.6	4
09/04/2009	13:19	42.341	13.259	9.7	4.1
09/04/2009	19:38	42.504	13.350	9.3	5

13/04/2009	21:14	42.498	13.377	9	5
14/04/2009	13:56	42.542	13.320	9.9	4
14/04/2009	20:17	42.526	13.298	10.3	4.1
15/04/2009	22:53	42.515	13.330	9.8	4
16/04/2009	17:49	42.535	13.291	11.5	4.1
18/04/2009	09:05	42.436	13.359	14.5	4
23/04/2009	15:14	42.247	13.484	10.3	4
23/04/2009	21:49	42.228	13.486	9.7	4.2

Tab 7. Sismicità di magnitudo locale maggiore o uguale a 4 sulle aree di osservazione interne al distretto aquilano nel periodo tra 04/02/2009 e 24/05/2009, dati ISIDe: gli eventi di magnitudo maggiore o uguale a 3 dello stesso periodo ed area di inquadramento sono stati 243.

L'attività sismica del 2008 (Tab 5) mostra cinque soli eventi di magnitudo uguale o superiore a 3 in un periodo di rilevazione che va dal 01/10/2008 al 15/11/2008. La prima scossa è stata registrata al confine settentrionale tra Abruzzo e Lazio il 01/10/2008, per cui è lecito non attendersi effetti termici di precursione e del resto per effetto dello stack le mappe partono dal 9 Ottobre. La seconda scossa, del 07/10/2008, è stata localizzata al largo della Corsica per cui anche in questo caso l'assenza di fenomeni termici rilevanti non genera scostamenti tra le due serie. La scossa del 11/10/2008 è avvenuta nella Maiella e non ha dato luogo a fenomeni termici rilevati. La scossa del 05/11/2008 è avvenuta nel mare Adriatico al largo della Puglia ed anch'essa non ha dato luogo a fenomeni termici sulla terraferma, ma trattandosi di una scossa molto superficiale è ragionevole ritenerne un raggio di influenza minimo. La scossa del 07/11/2008 infine è stata localizzata in Calabria ed anch'essa non ha dato luogo a fenomeni di precursione termica almeno fino a sette giorni di anticipo (essendo l'ultima mappa del 30 Ottobre).

Il confronto con il catalogo parametrico, applicando una soglia di $M_L = 3$, non ha mostrato legami diretti di precursione tra singoli sismi e anomalie termiche, pur dovendosi sottolineare che la casistica sicura è fornita da un solo sisma (11/10/2008, Maiella) ed una sola anomalia (27-30

Ottobre, Lazio e Centro Italia). Bisogna comunque segnalare come la soglia utilizzata non sia nemmeno stata in grado di rilevare la variazione di sismicità Aquilana pure segnalata in letteratura (*Papadopoulos G.A. et alii, 2010; Di Luccio F. et alii, 2010*) che quindi è avvenuta su attività ancora più leggera ed a cui si ritiene comunque di poter ragionevolmente legare ancora almeno in parte l'anomalia termica stessa.

L'attività sismica della primavera 2009 (Tab 6 e 7) per la soglia utilizzata è particolarmente intensa, anche per la sola area non aquilana per cui le corrispondenze tra sismi e anomalie possono essere meglio illustrate per mezzo di alcune mappe più significative alla localizzazione degli epicentri ed alle caratteristiche dei sismi stessi (Figg.).

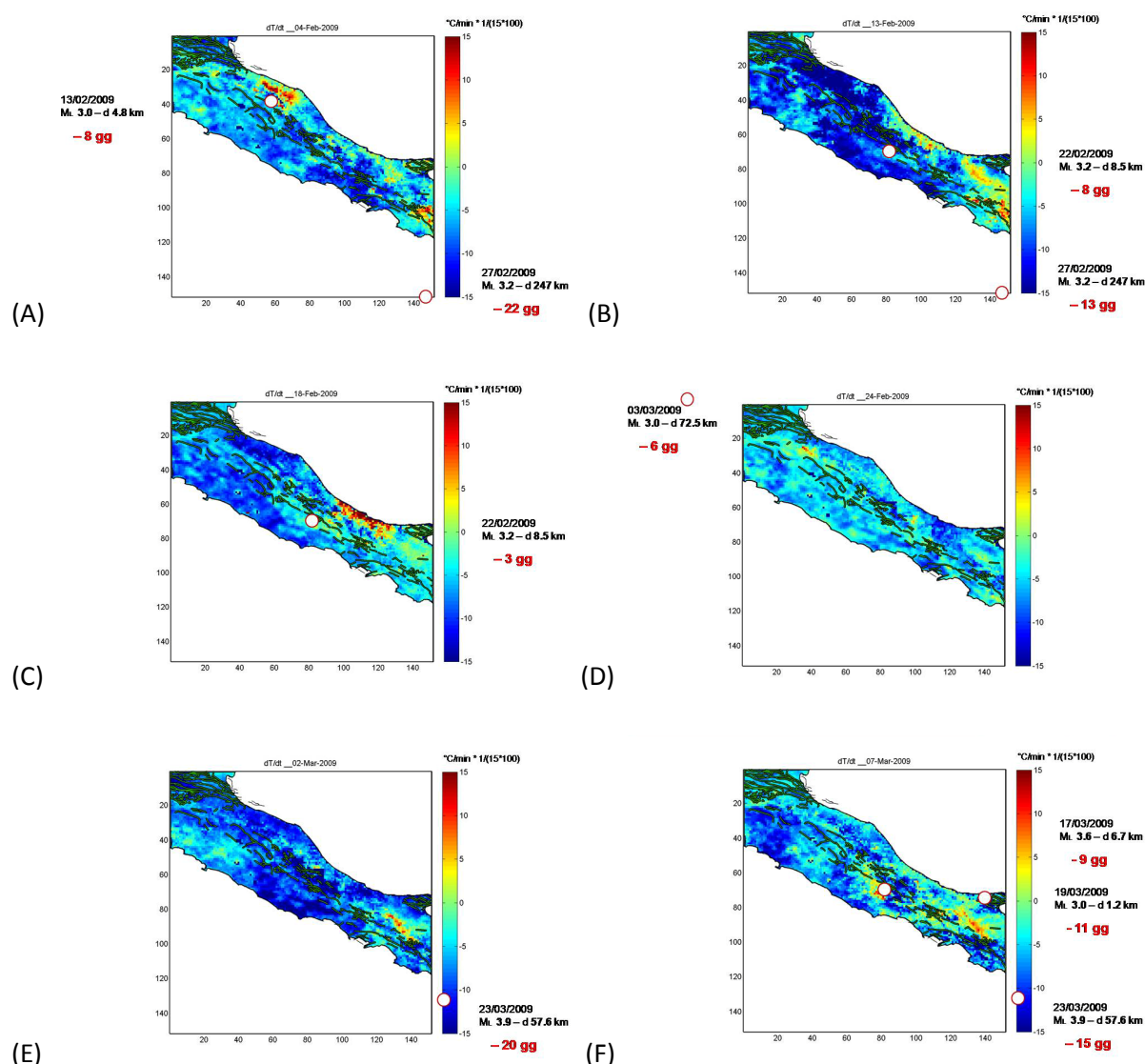


Fig 22. Mappe di anomalia termica dT/dt con la sovrapposizione degli eventi sismici con l'indicazione dei dati di magnitudo, profondità e giorni di ipotetica precursione per le notti: 04/02/2009 (A), 13/02/2009 (B), 18/02/2009 (C), 24/02/2009 (D), 02/03/2009 (E), 07/03/2009 (F).

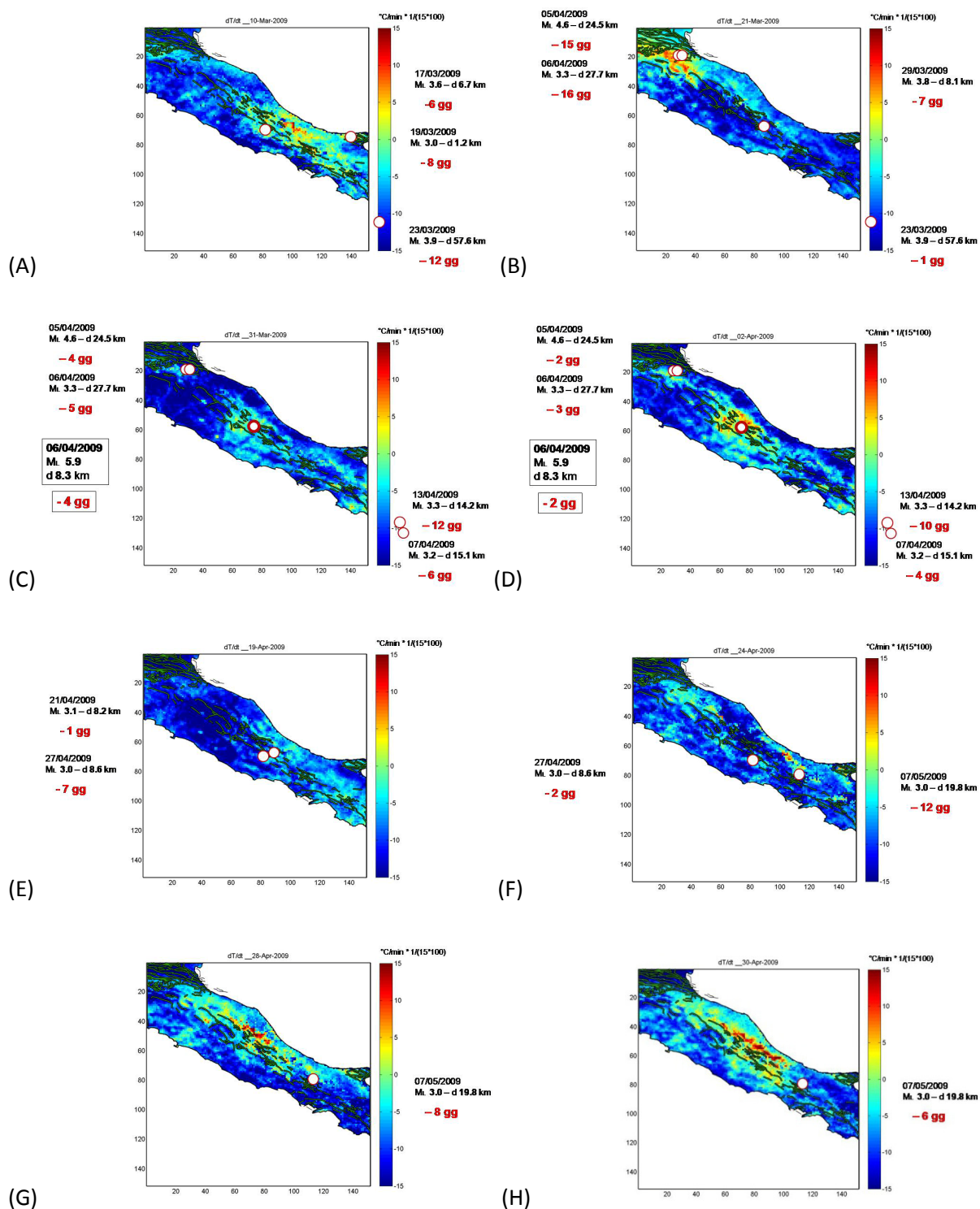


Fig 23. Mappe di anomalia termica dT/dt con la sovrapposizione degli eventi sismici con l'indicazione dei dati di magnitudo, profondità e giorni di ipotetica precursione per le notti: 10/03/2009 (A), 21/03/2009 (B), 31/03/2009 (C), 02/04/2009 (D), 19/04/2009 (E), 24/04/2009 (F), 28/04/2009 (G), 30/04/2009 (H).

Sui 19 sismi del catalogo, 3 risultavano in territorio balcanico e quindi non sono stati analizzati in quanto si è ritenuto che il catalogo al di fuori della rete sismica nazionale potesse essere parzialmente incompleto, dei restanti 16 solo 6 hanno presentato effetti di possibile precursione termica a meno di 60 km dall'epicentro e con intensità (saturazione scala) ed estensioni significative. Per quanto riguarda i tempi di ipotetica precursione ci sono stati tre casi con la prima segnalazione tra i 15 ed i 22 giorni, mentre gli altri tre hanno mostrato valori tra i 7 ed i 9 giorni. Si deve segnalare inoltre come le limitazioni di distanza, intensità ed estensione siano stati molto restrittivi essendosi osservati casi di manifestazione termica estremamente prossima all'epicentro ma di media intensità, così come alcune anomalie si sono presentate in configurazioni tali da poter ipotizzare una concausa di più sismi essendosi manifestate in posizione baricentrica rispetto agli stessi.

Sono esclusi da questa statistica i dati del distretto aquilano per i motivi di numerosità detti, ma possiamo comunque riassumerne il comportamento dicendo che le anomalie termiche principali sono state immediatamente prima della scossa principale (9 giorni di preavviso per l'inizio dell'anomalia ma 2 soli giorni per la sua massima intensità ed estensione) ed quella di fine Aprile già commentata nel paragrafo 5.3.3 ed in figura 21.A e 21.B.

Le correlazioni individuate servono innanzitutto a verificare il grado di relazione delle manifestazioni termiche rilevate nell'ambito della ricerca con l'attività sismica in corso, essendo i valori di magnitudo utilizzati estremamente bassi rispetto a quelli dei terremoti distruttivi che sono il fine più ambizioso ma anche per ora più lontano degli studi sulla precursione sismica.

Una casistica più ampia di osservazioni soprattutto in coincidenza con terremoti potenzialmente distruttivi (es. $M_L > 5.5$) potrebbe permettere l'utilizzo del fenomeno termico come precursore statistico che, sia pure nella numerosità di falsi allarmi rispetto a tale soglia tipica del resto di tutti i precursori sismici, risulterebbe particolarmente utile nell'ambito della gestione del rischio se inserito in un quadro multiparametrico fornito dal monitoraggio continuo di più potenziali precursori tra loro almeno parzialmente indipendenti ma in quanto precursori ovviamente collegati al fenomeno sismico (*Grandori G., Guagenti E., 2009*).

Si ritiene che la non perfetta rispondenza delle serie temporali delle anomalie termiche con quelle delle scosse sismiche di pur bassa magnitudo sia dovuta in parte alla complessità del fenomeno terremoto e quindi alla attuale parziale aleatorietà delle condizioni di generazione degli effetti come facilmente intuibile dal confronto dei modelli di dilatanza-diffusione o di emissione elettromagnetica col fatto che in natura i sistemi sismici non sono isolati spazialmente ma interagiscono comunque con i volumi circostanti all'area attiva vera e propria (basti pensare alla tematica dei precursori

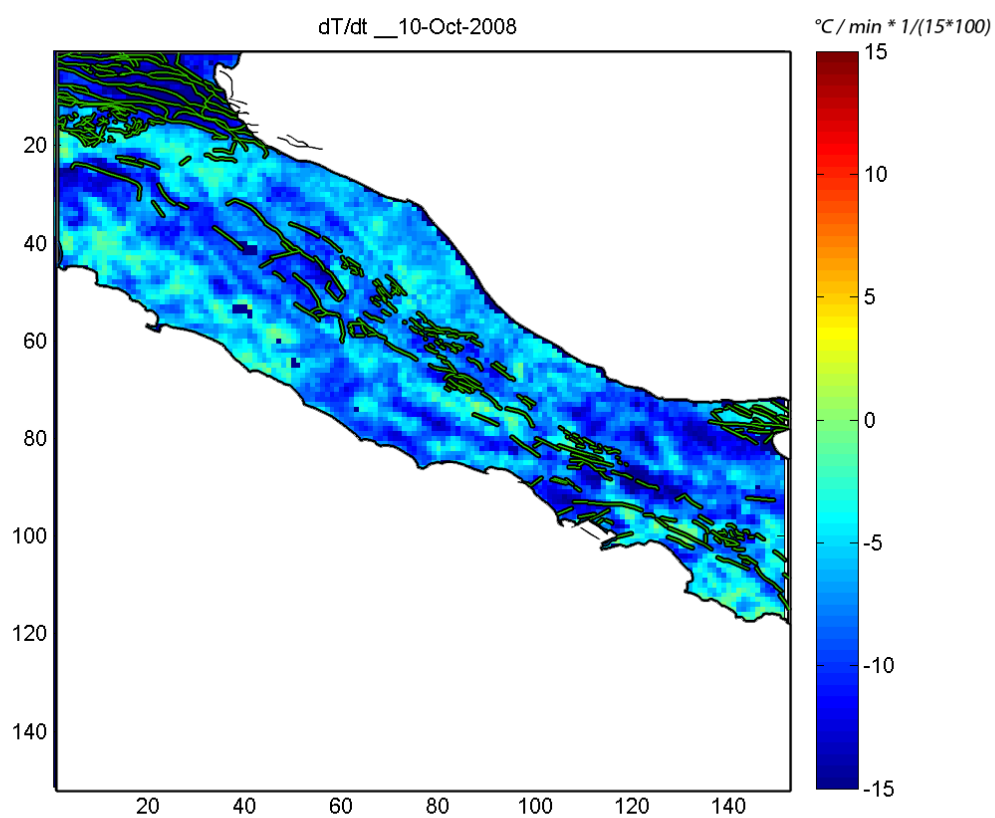
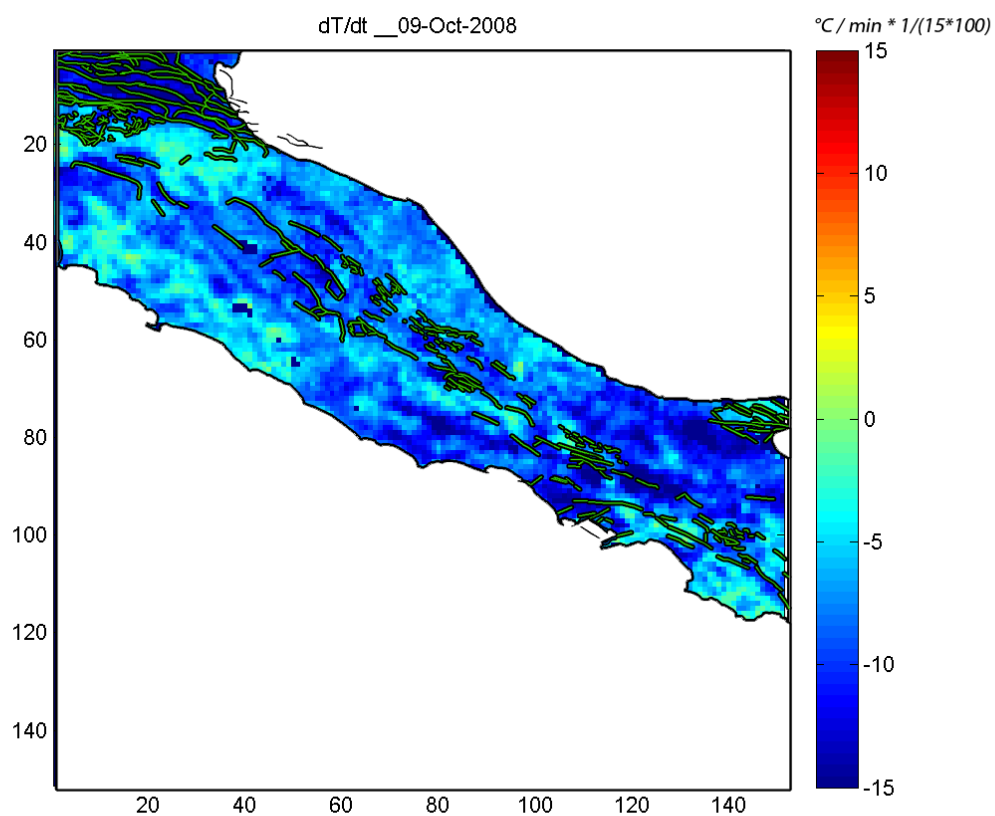
tettonici rispetto a quelli fisici). Un ulteriore fattore di variabilità è dato dalle condizioni locali del volume sismicamente attivo che può differire per litologia, stato di sforzo e deformativo, meccanismo focale e profondità, condizioni geochimiche e presenza maggiore o minore di fluidi, geologia superficiale e coperture dei suoli, oltre che per fenomeni di pseudo-isteresi e memoria dovuti al fatto che alcuni meccanismi di rilascio possono avvenire ad esempio con processi di scarica e ricarica.

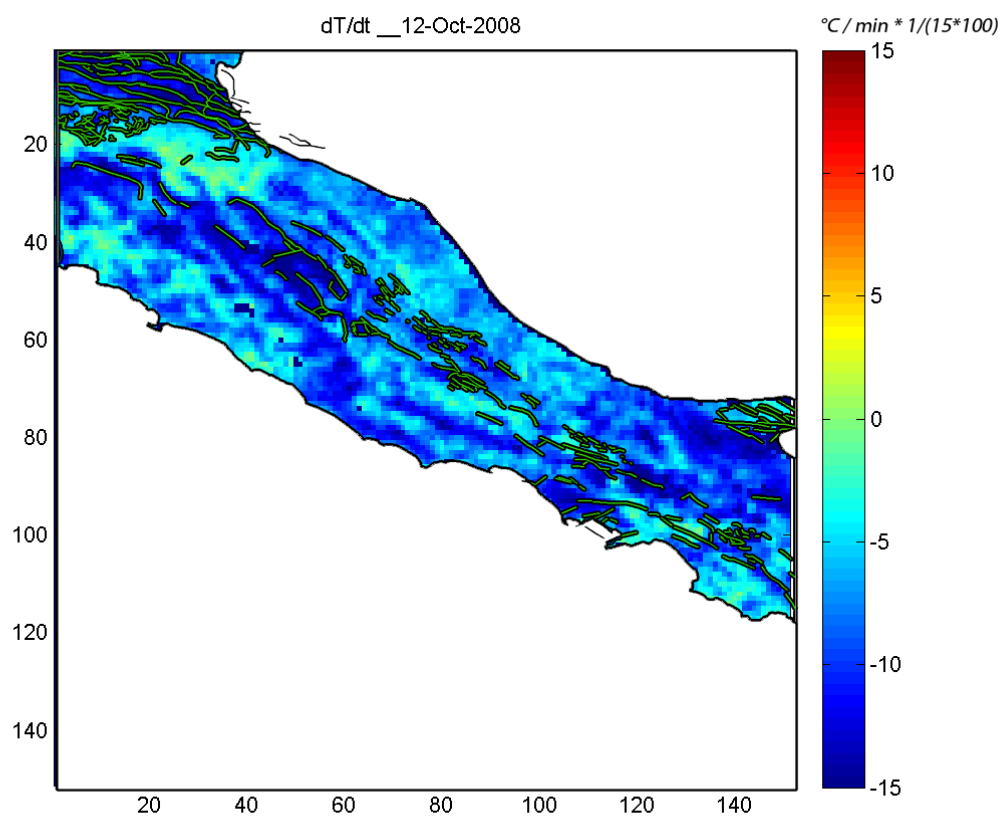
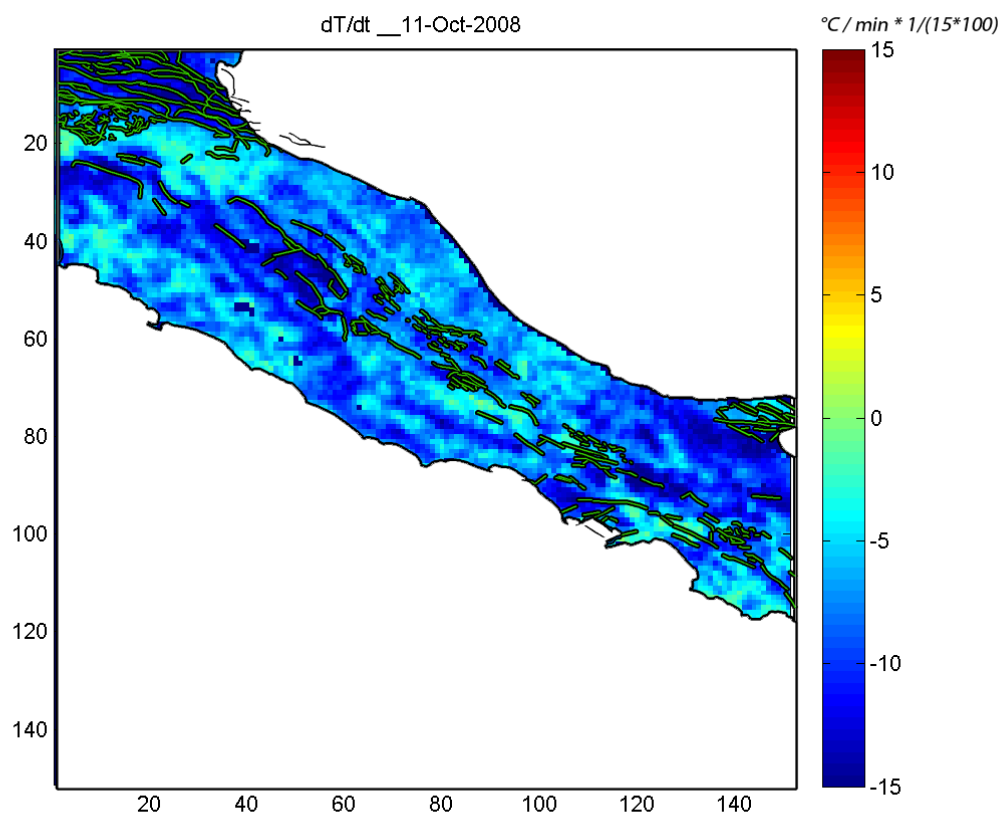
In particolare i fenomeni di storicizzazione di almeno parte del fenomeno termico osservato sono suggeriti dal fatto che per l'area Aquilana le anomalie termiche non sono proporzionali alle magnitudo ed alla frequenza di eventi sismici rispetto alle altre aree appenniniche interessate da minore attività sismica. Inoltre gli effetti che si è ipotizzato di legare ai sismi più lontani dall'area Aquilana (ad esempio Forlì e Calabria) appaiono molto più intensi ed estesi di quelli che sono stati osservati per aree prossime all'area Aquilana (come nei casi della Maiella) che quindi potrebbero aver già risentito di effetti di bordo della sismicità principale.

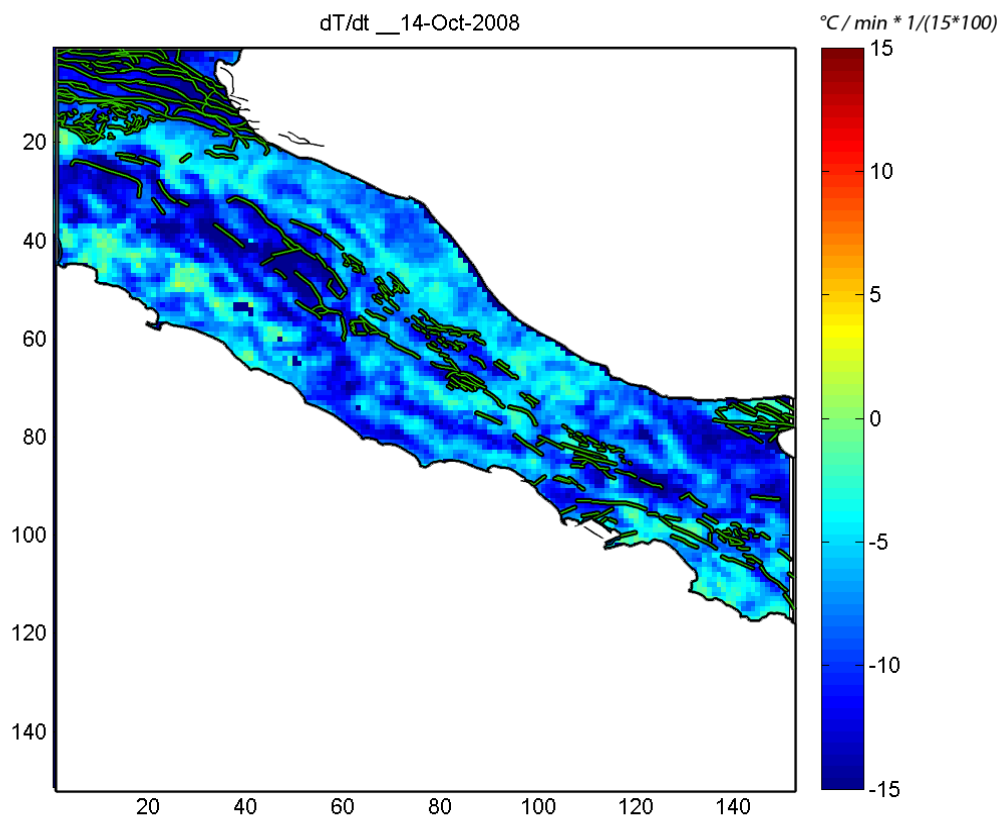
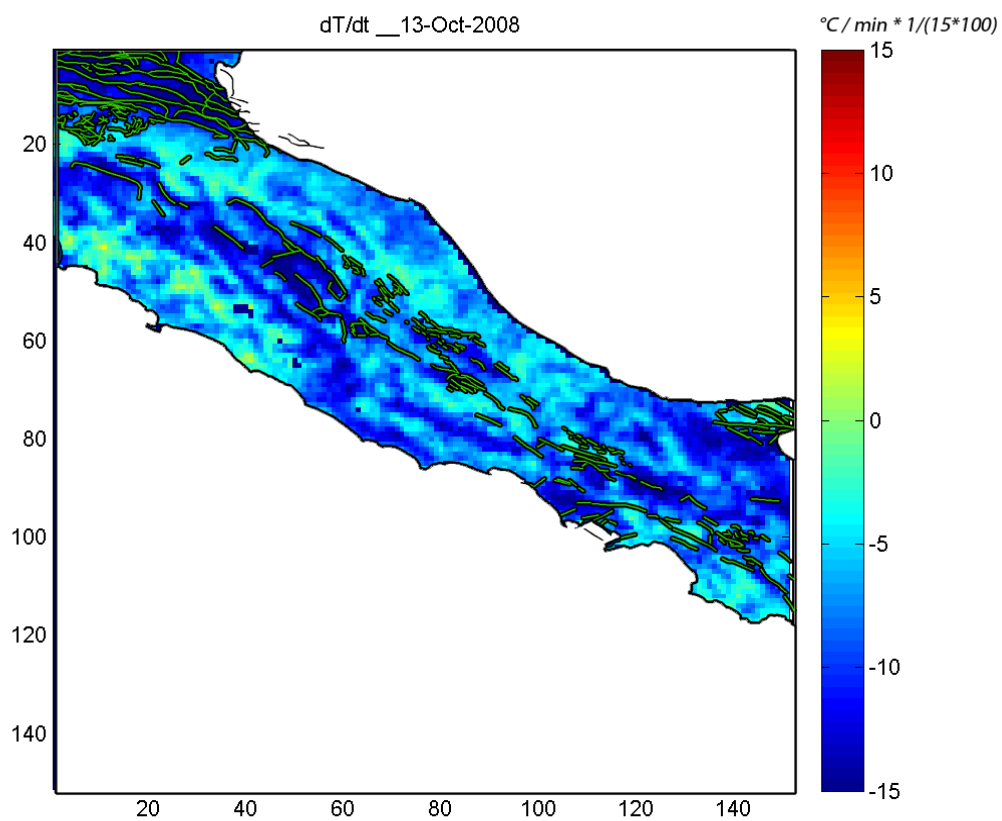
È utile sottolineare come nel caso ad esempio dell'anomalia termica del 30 Aprile 2009 (Fig 21.A) sia stata rilevata un'ottima rispondenza spaziale con la sismicità con soglia bassissima ($M_L \geq 2$), per cui appare promettente la possibilità di sviluppare modellizzazioni, sicuramente dirette ma sotto notevoli vincoli anche di inversione, in grado di distribuire l'effetto termico tra sismi di intensità minima. Tale ipotetica applicazione si rivelerebbe utilissima soprattutto per monitorare lo stato di sforzo degli ammassi rocciosi ed anche per ipotizzare una scomposizione dei campi termici rilevati tale da eliminare gli effetti delle sorgenti non suscettibili di causare gravi danni (es. $M_L \leq 5-5.5$).

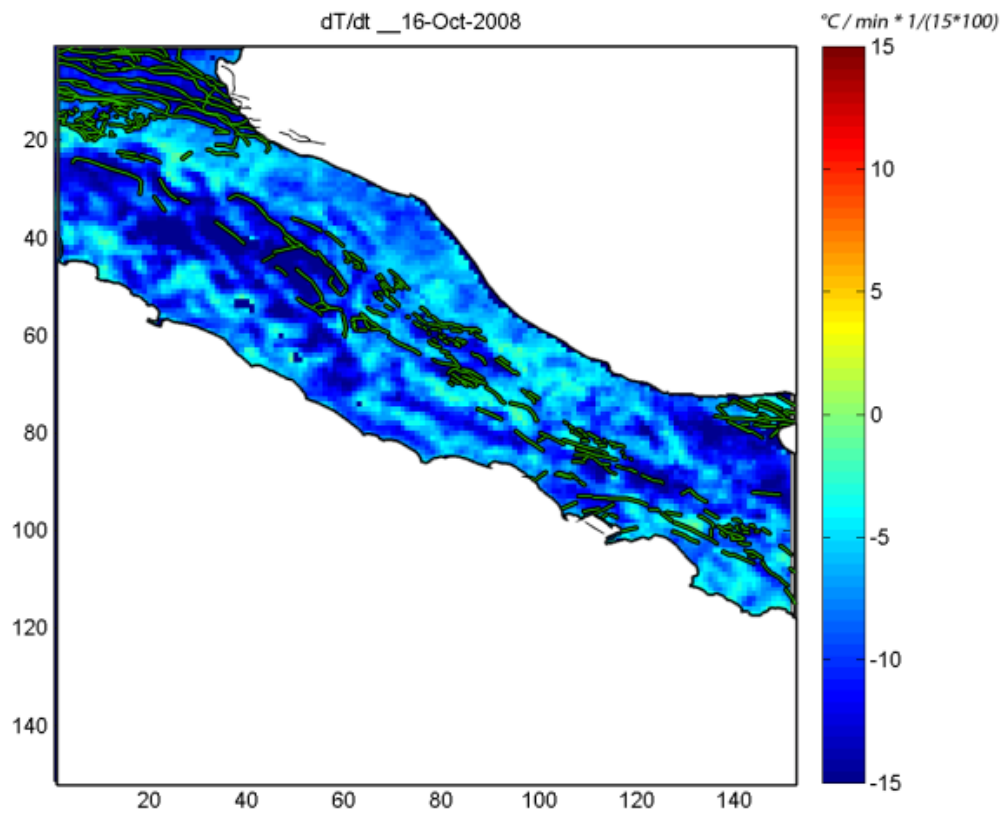
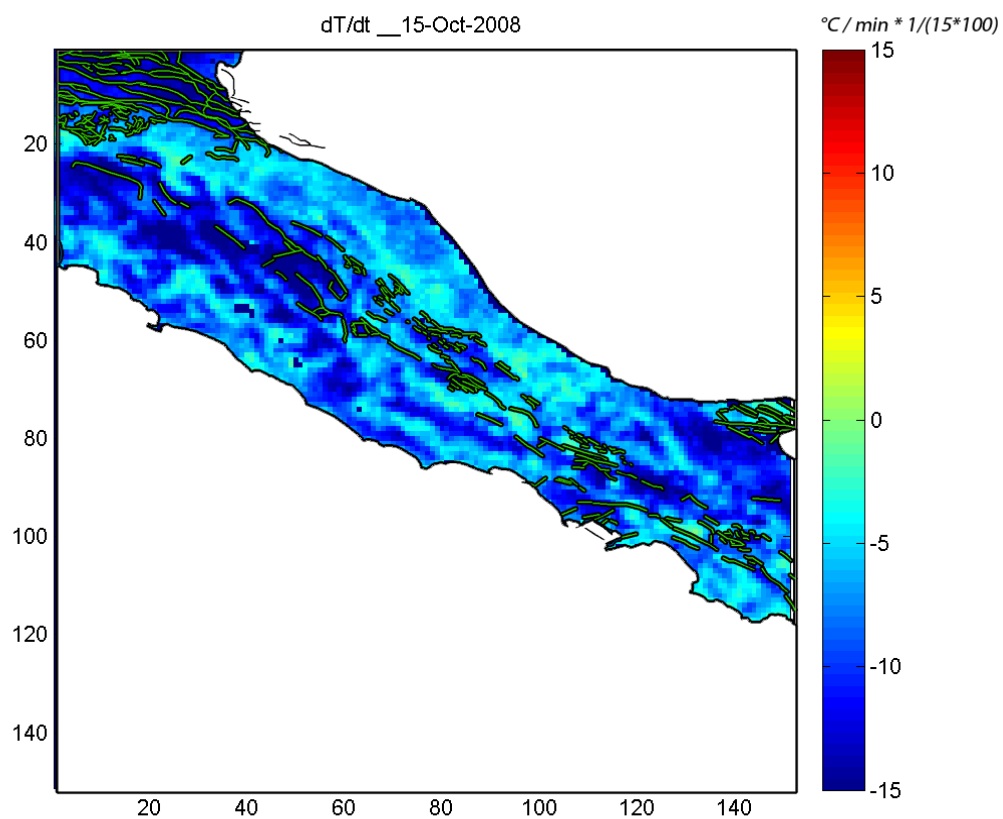
Tra le altre variabili possibili fonti di incertezza bisogna ovviamente segnalare le problematiche relative alla precisione strumentale, alla variabilità atmosferica e agli artefatti generati nell'elaborazione dei dati.

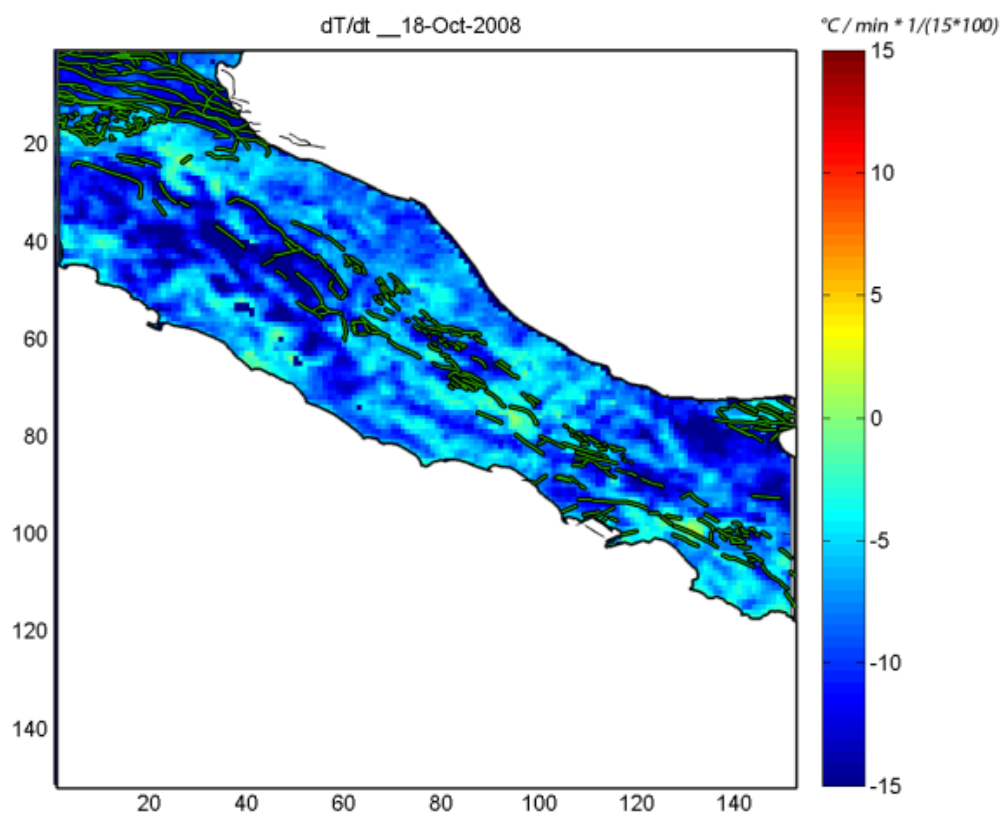
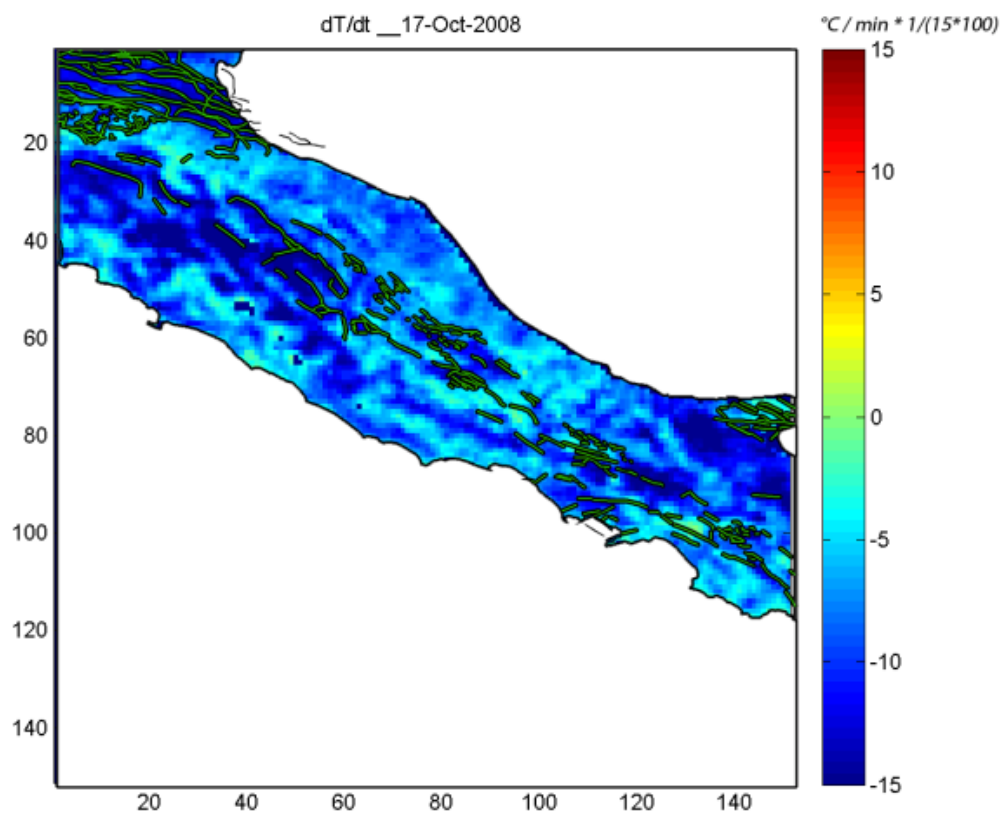
Appendice 1: mappe del parametro dT/dt - Ottobre 2008 - Centro Italia

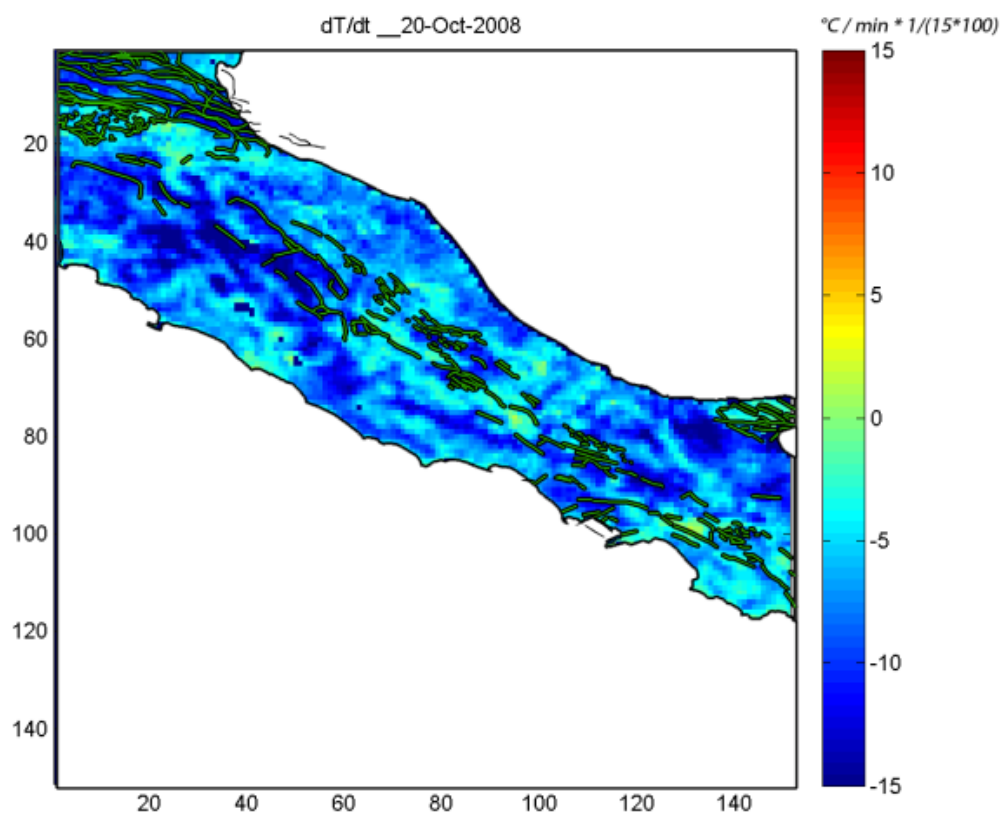
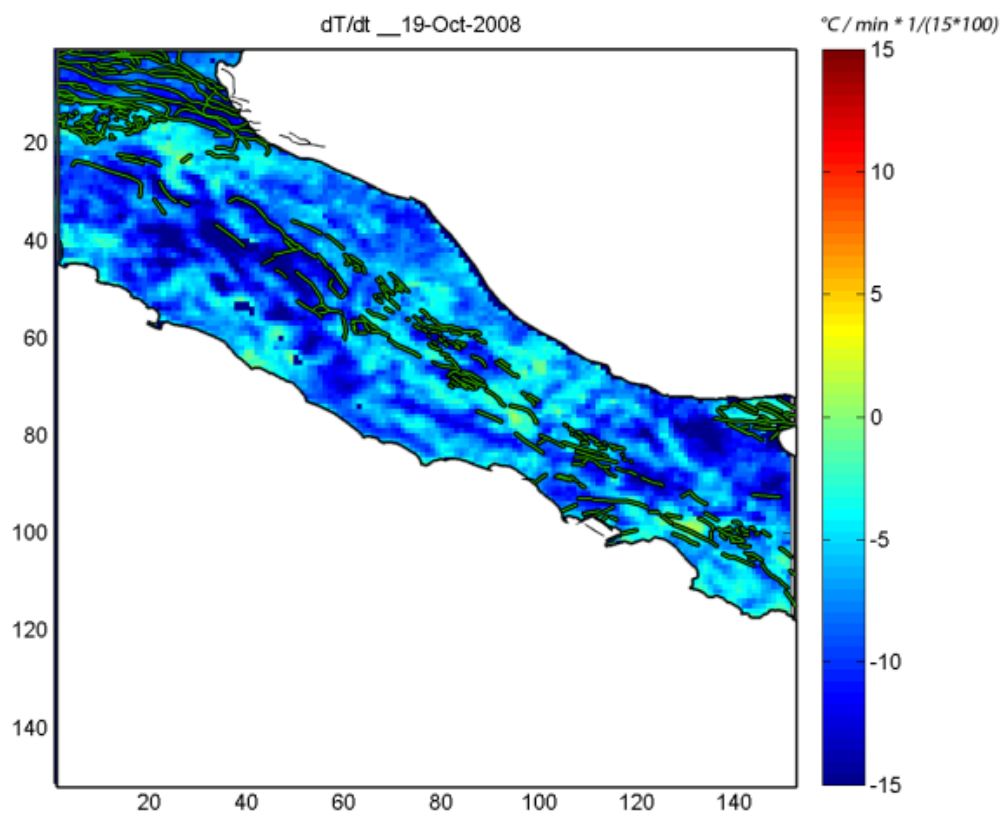


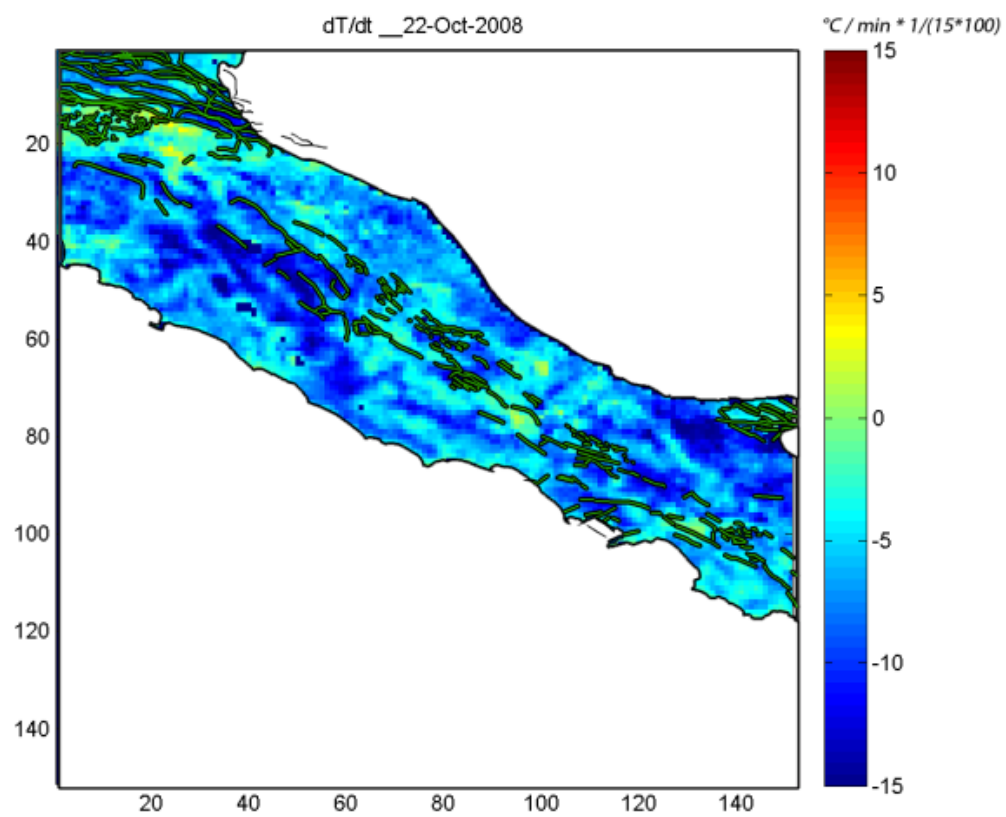
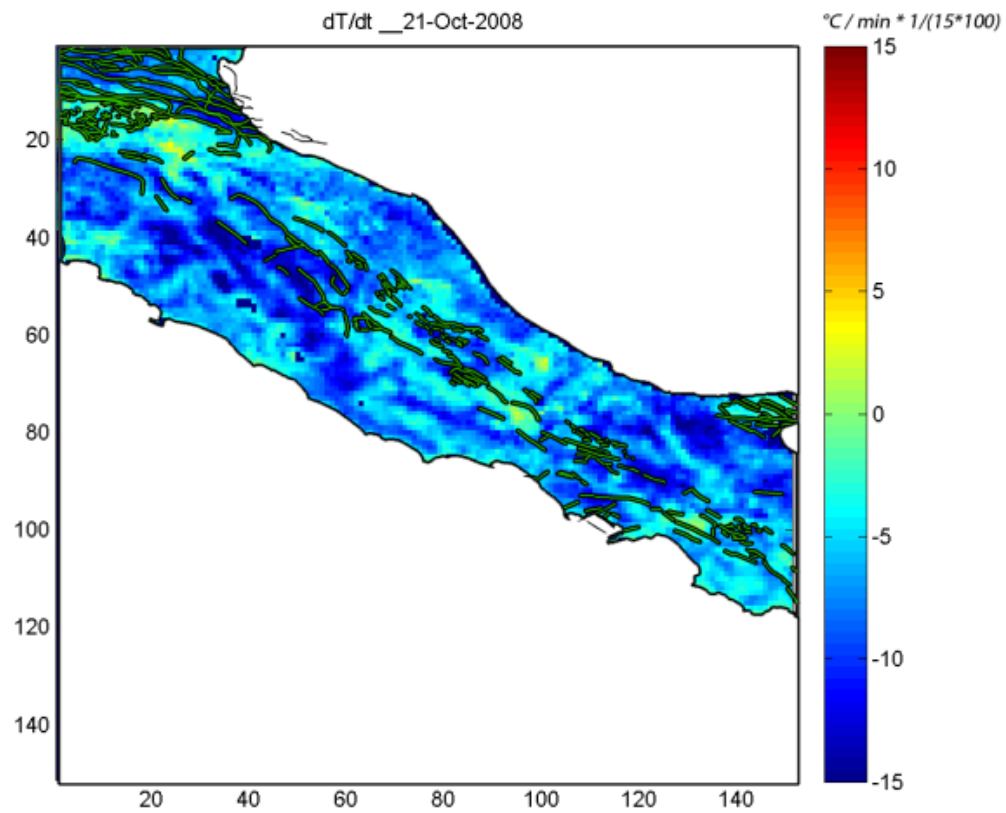


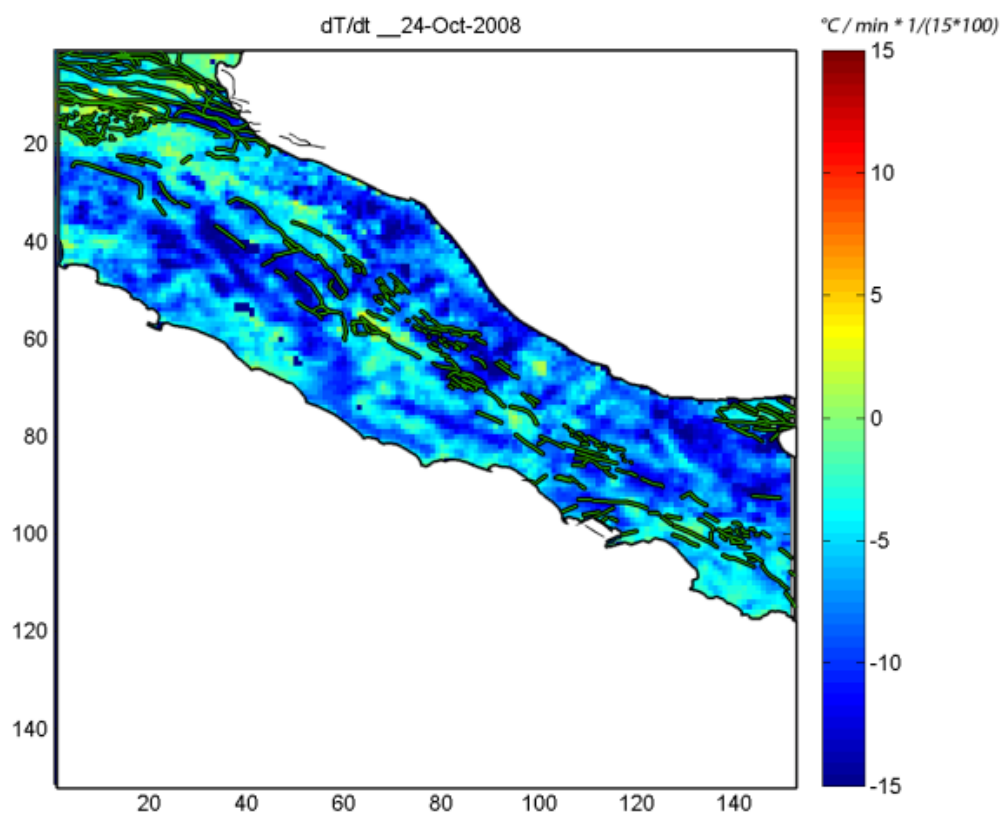
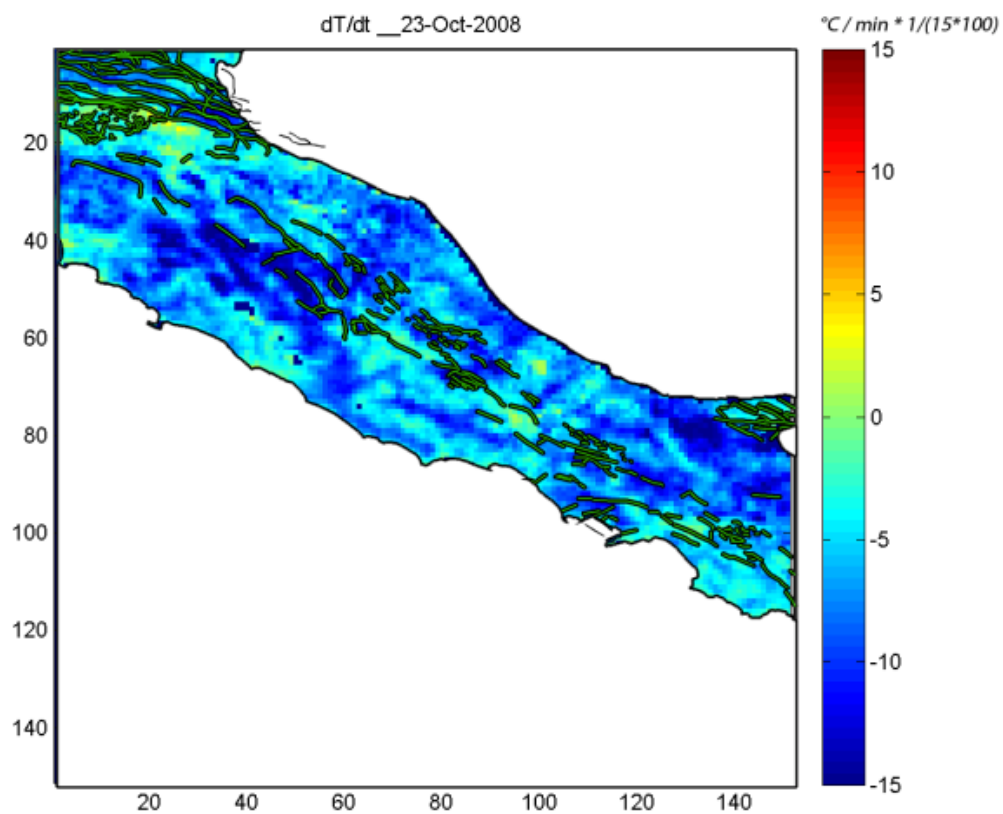


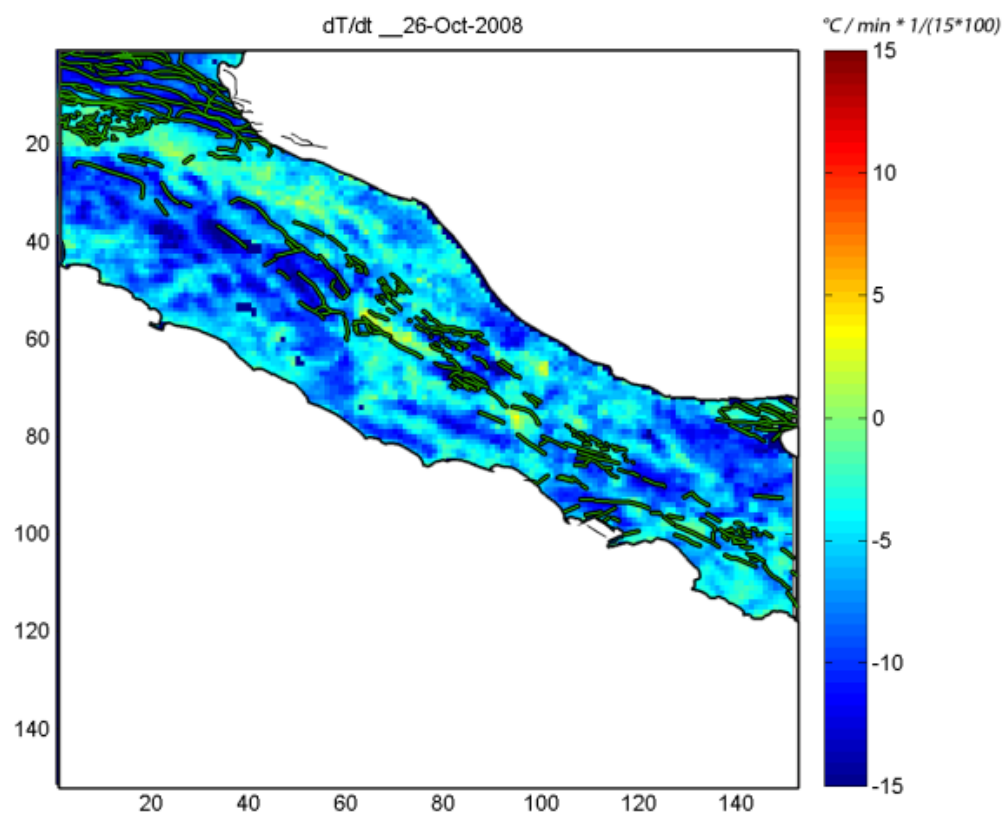
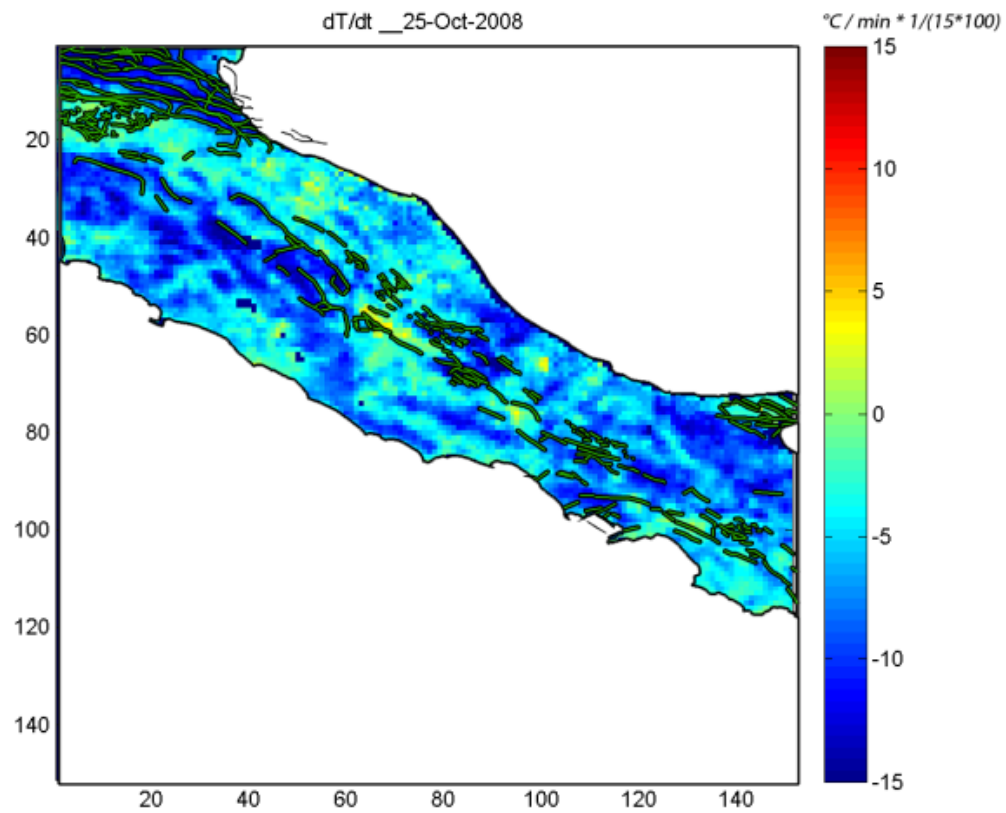


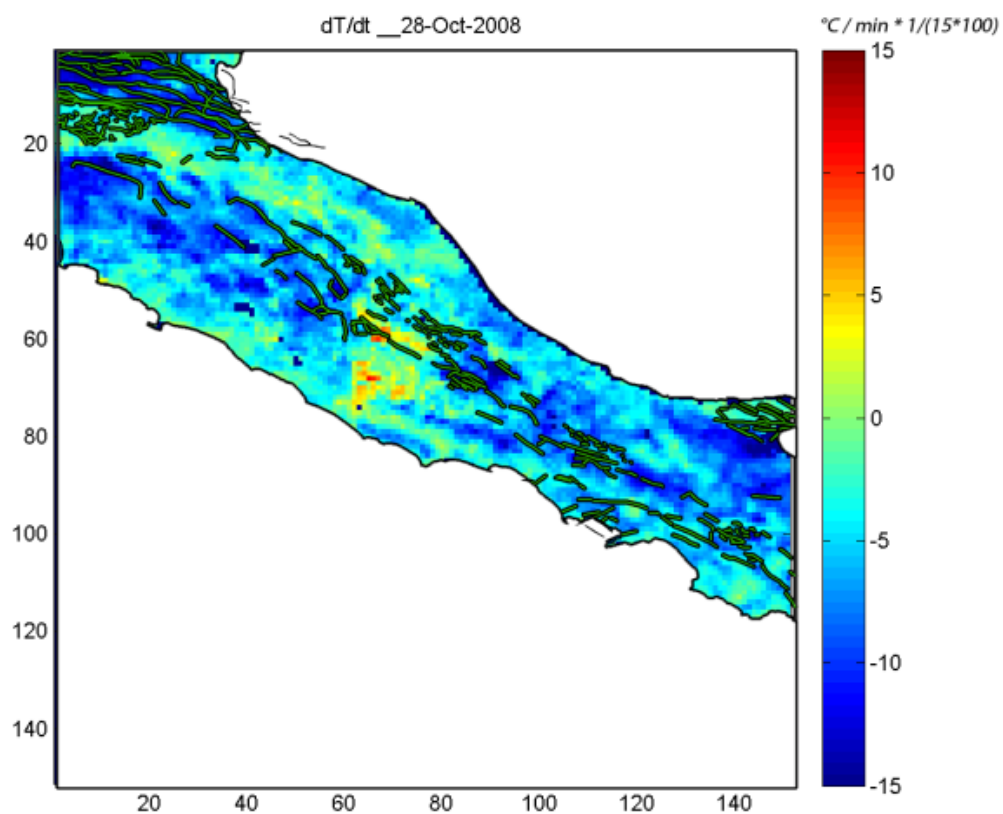
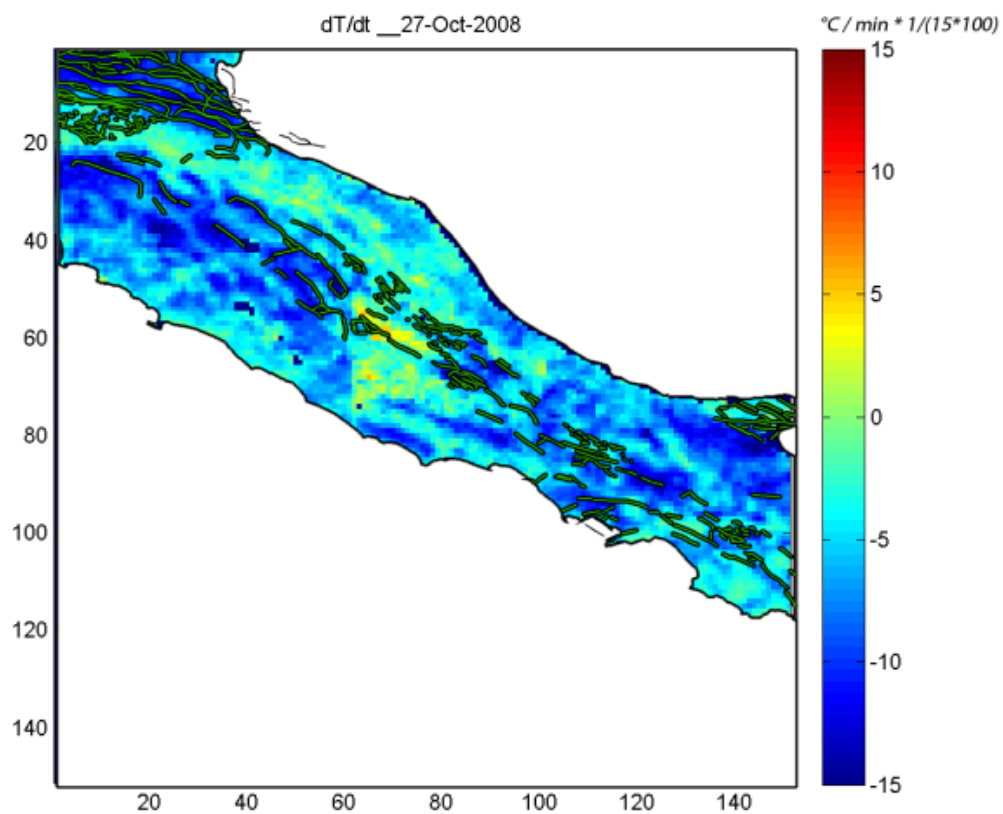


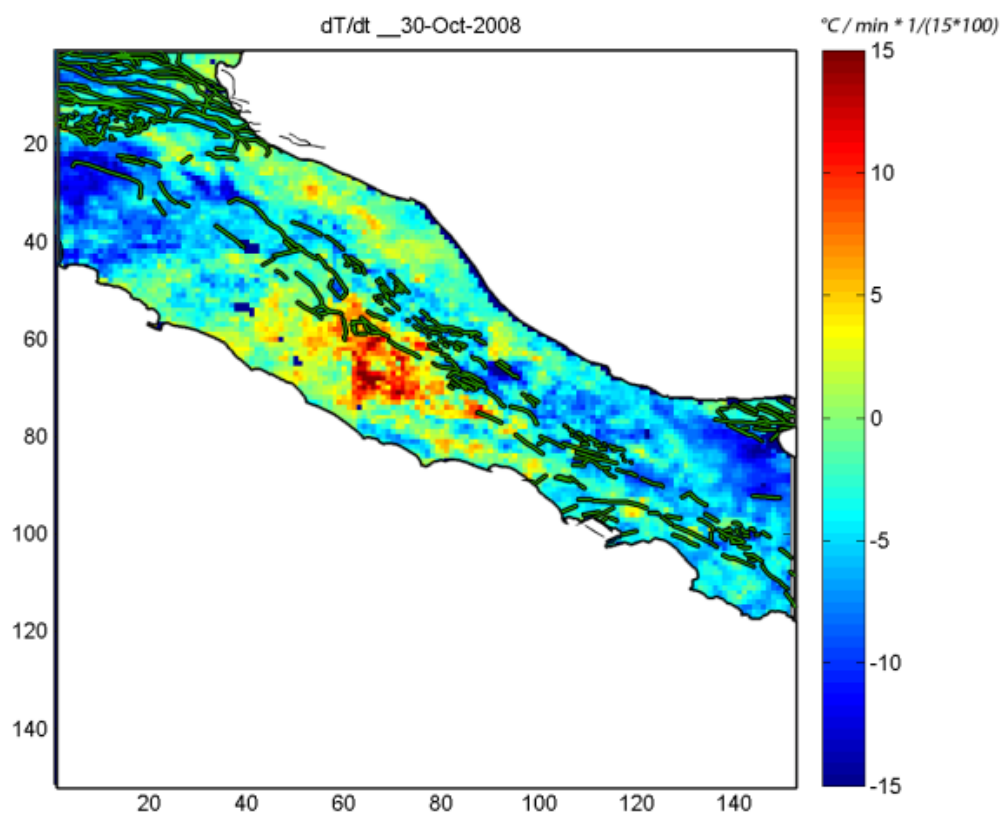
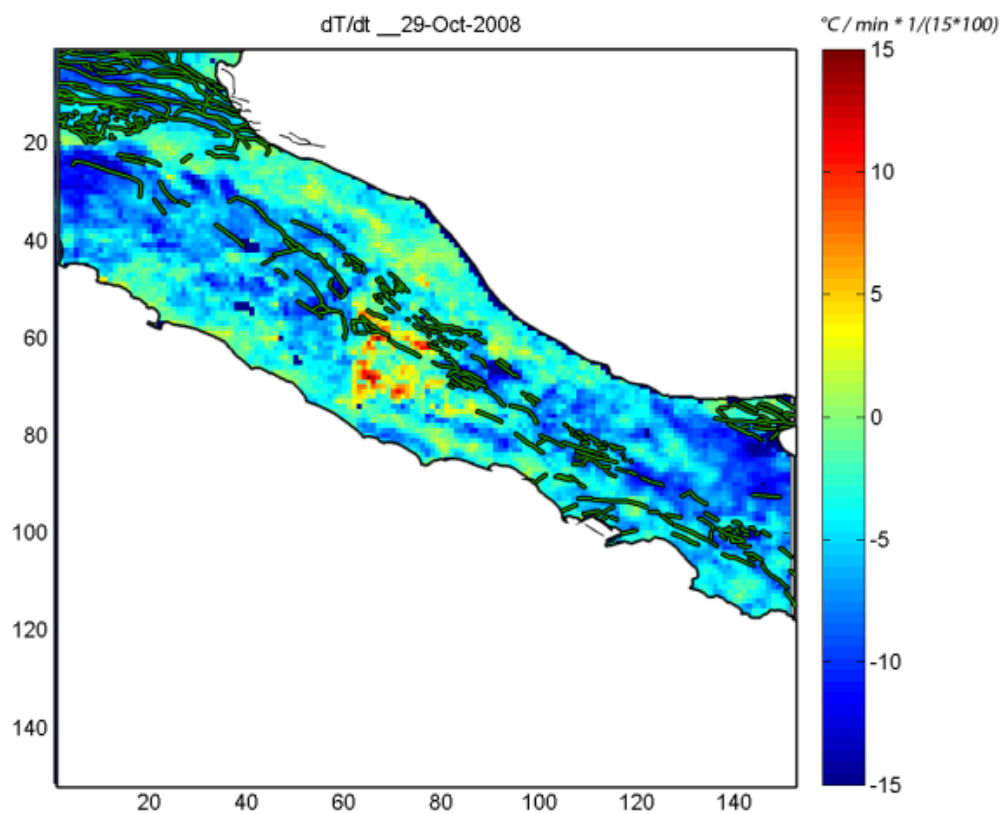




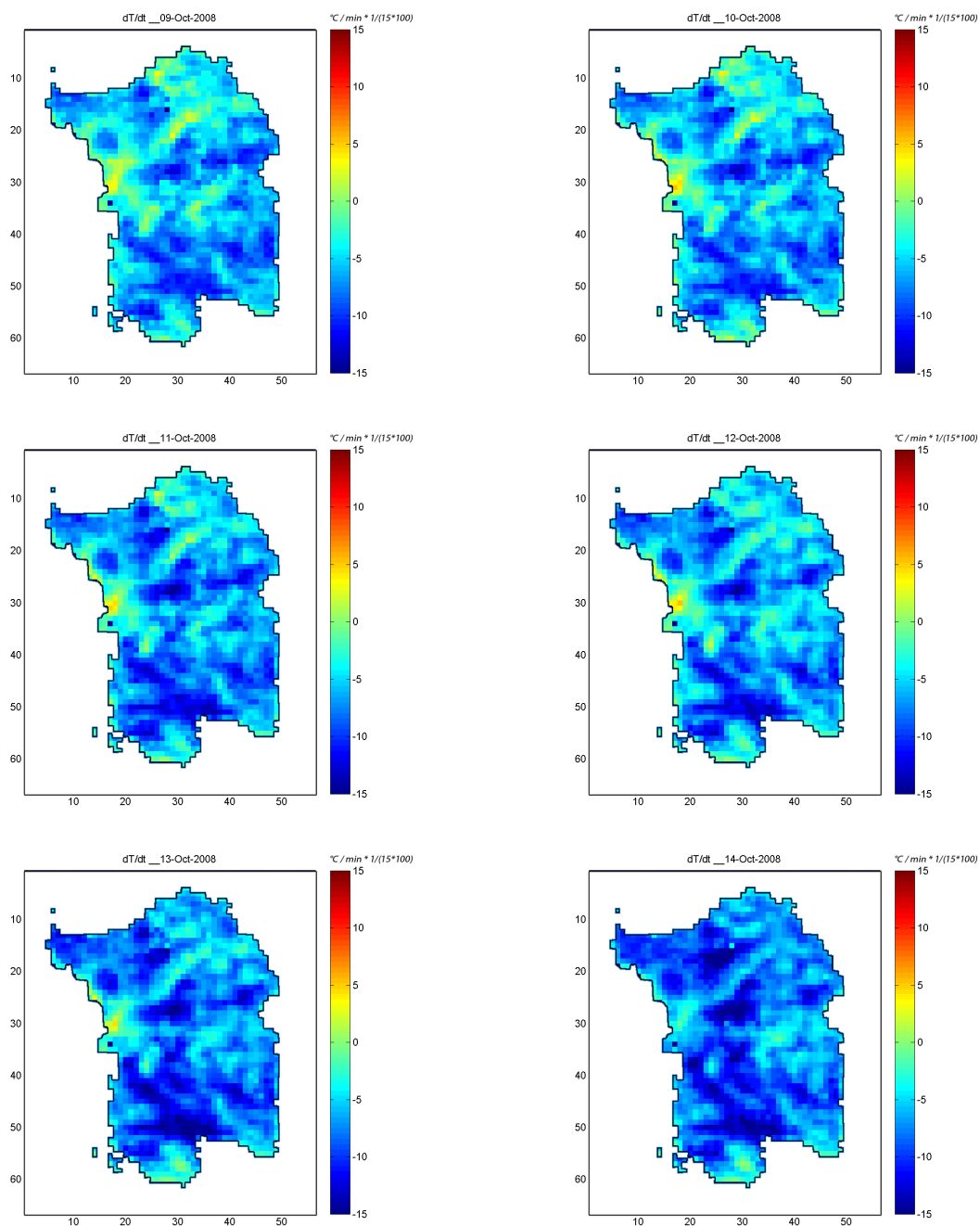


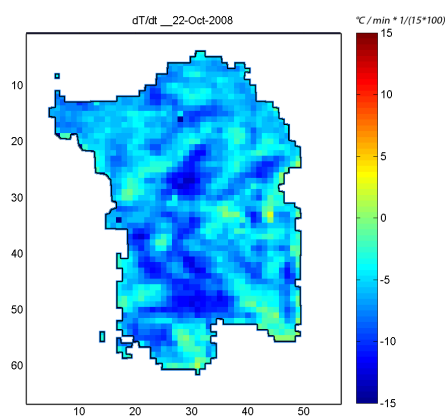
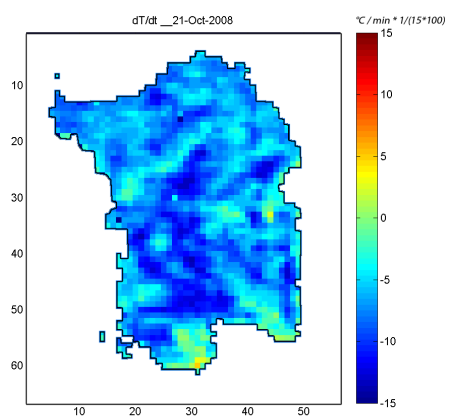
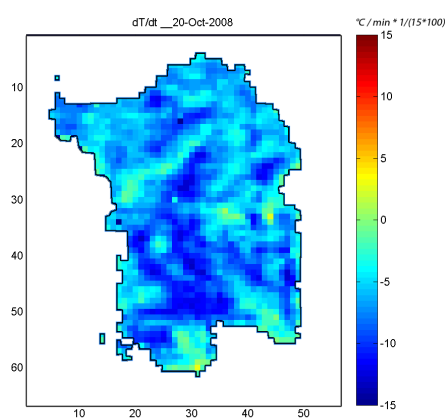
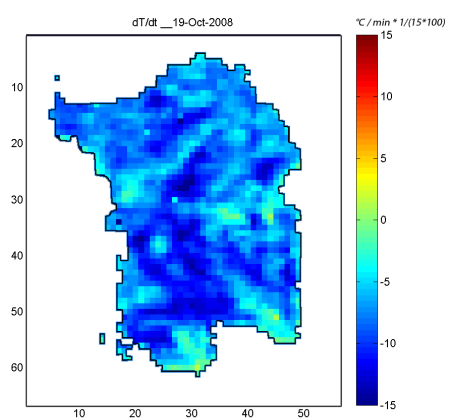
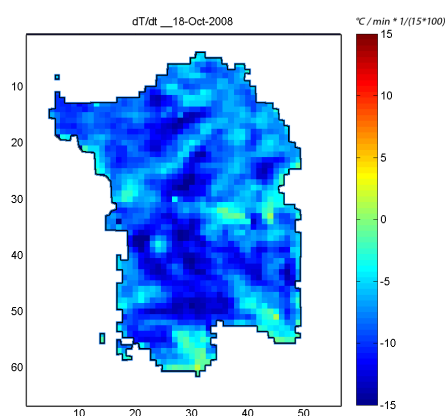
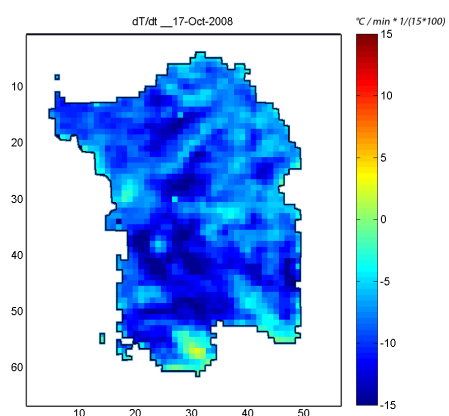
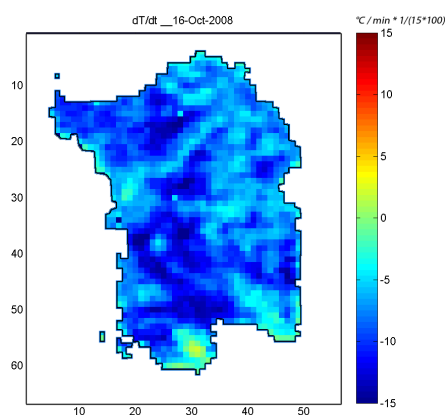
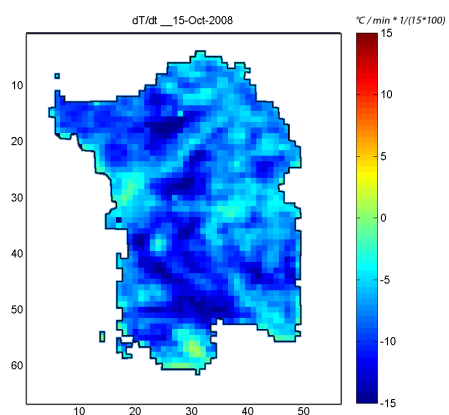


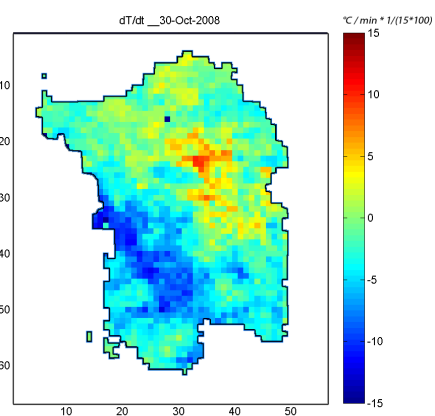
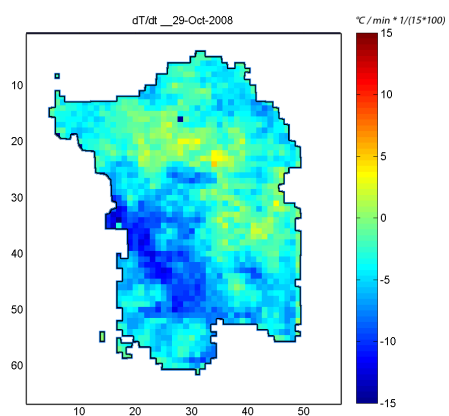
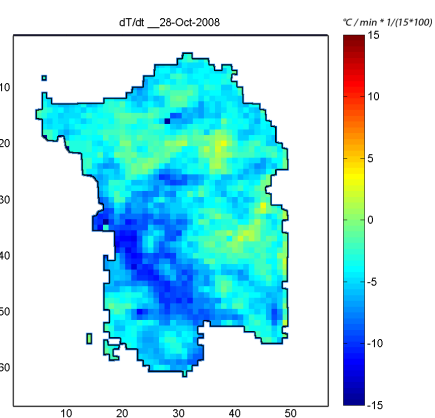
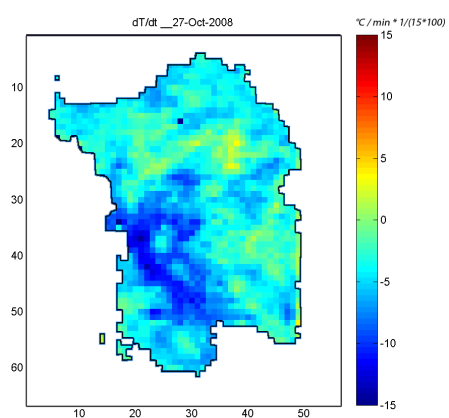
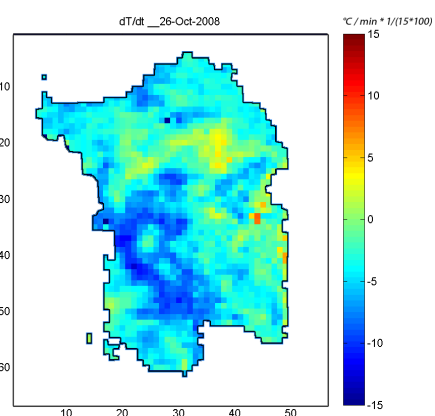
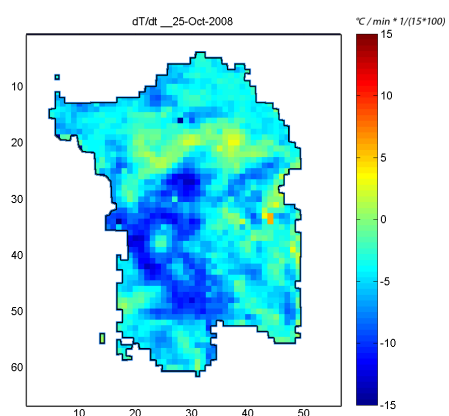
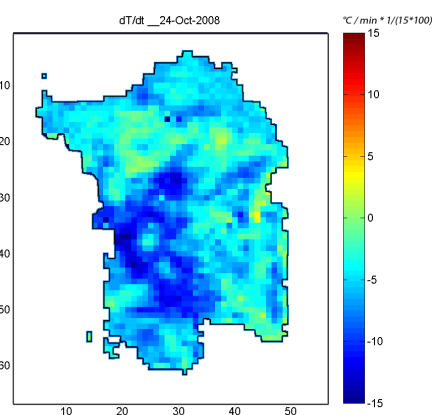
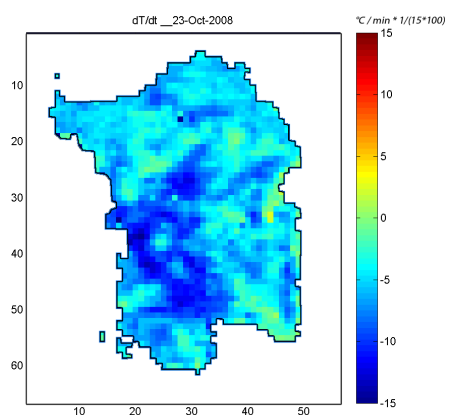




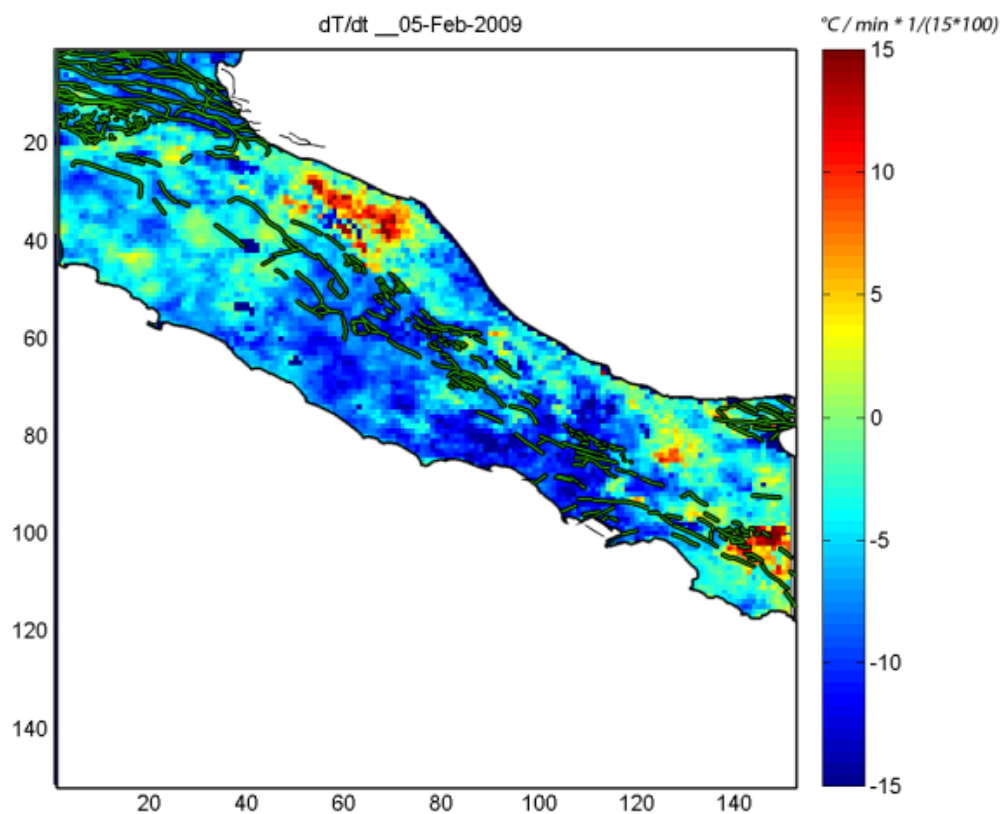
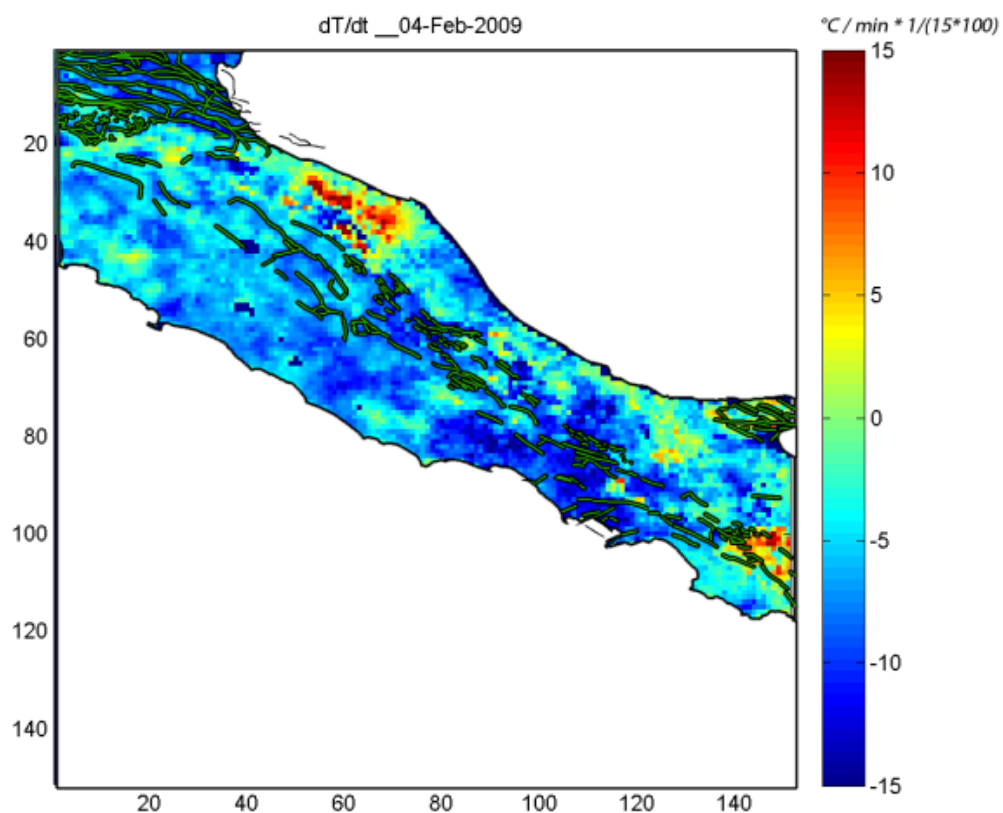
Appendice 2: mappe del parametro dT/dt - Ottobre 2008 - Sardegna

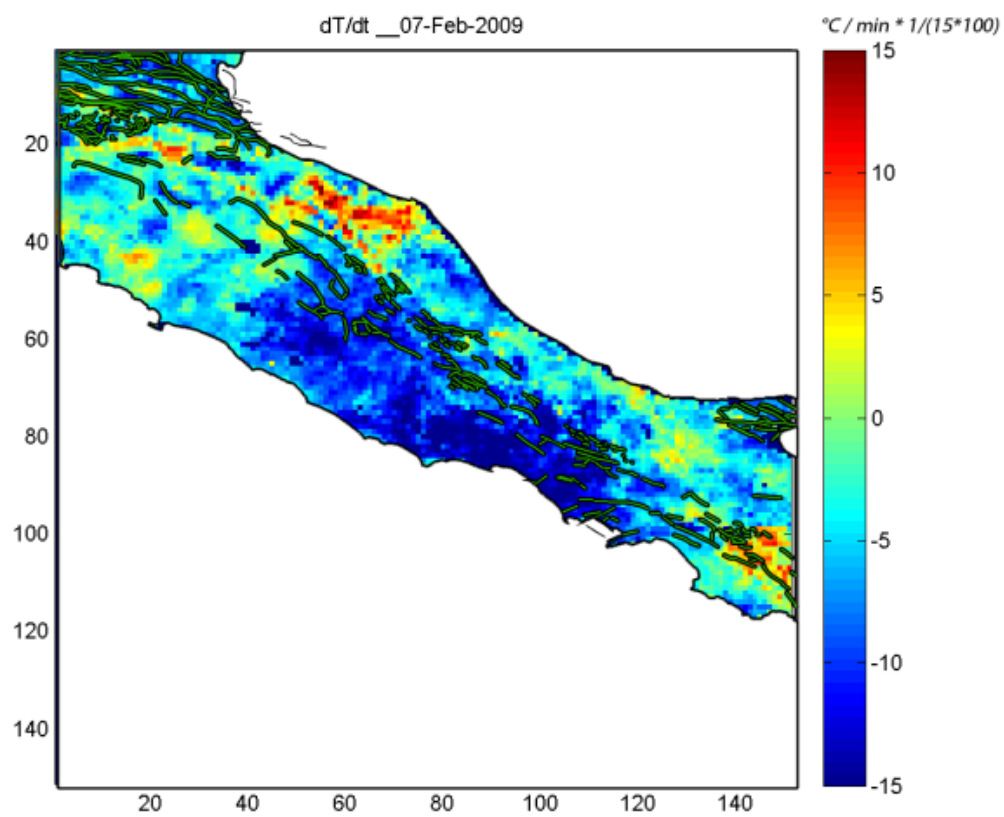
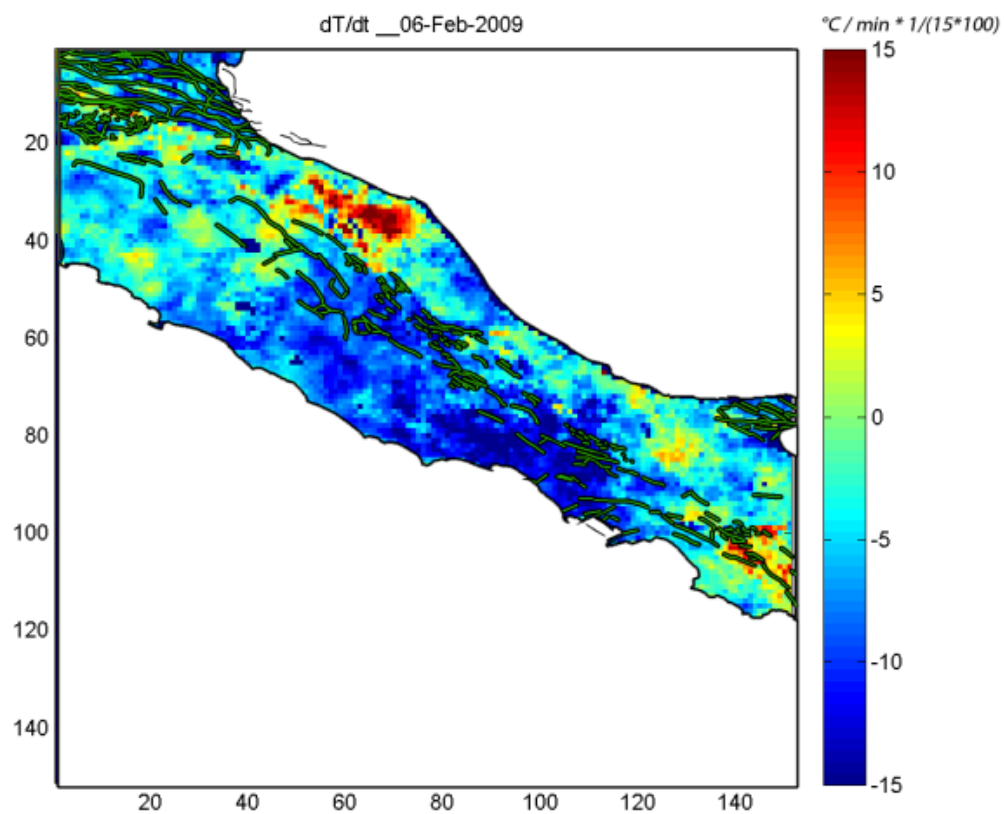


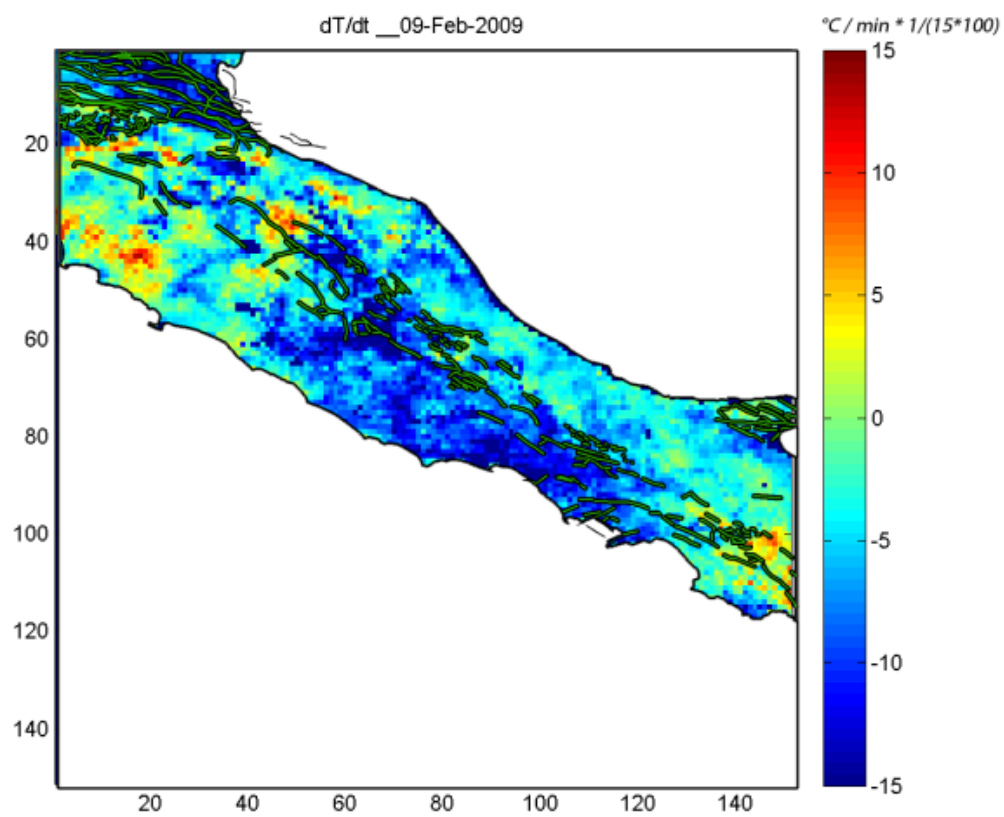
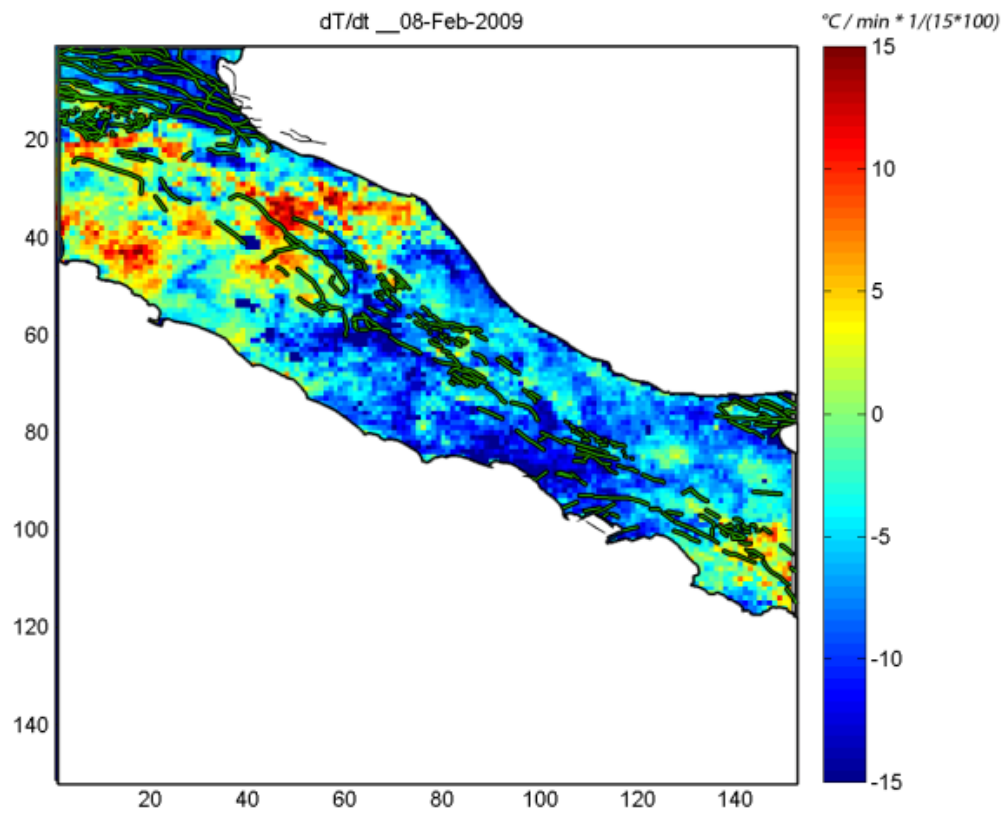


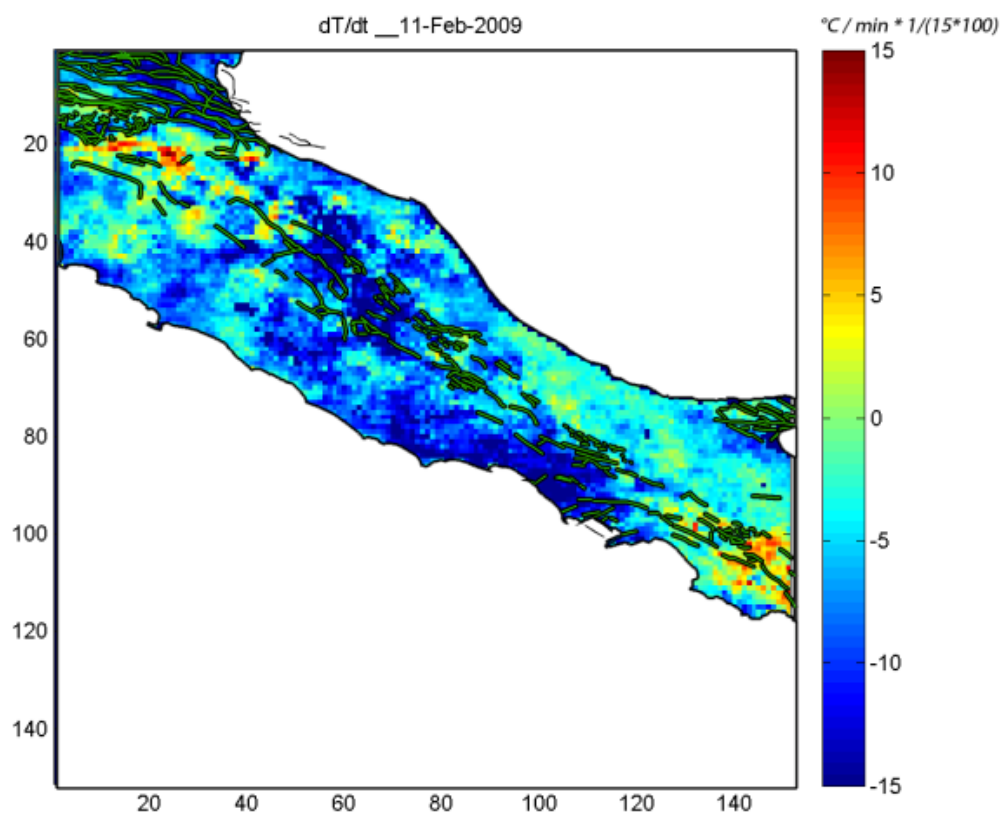
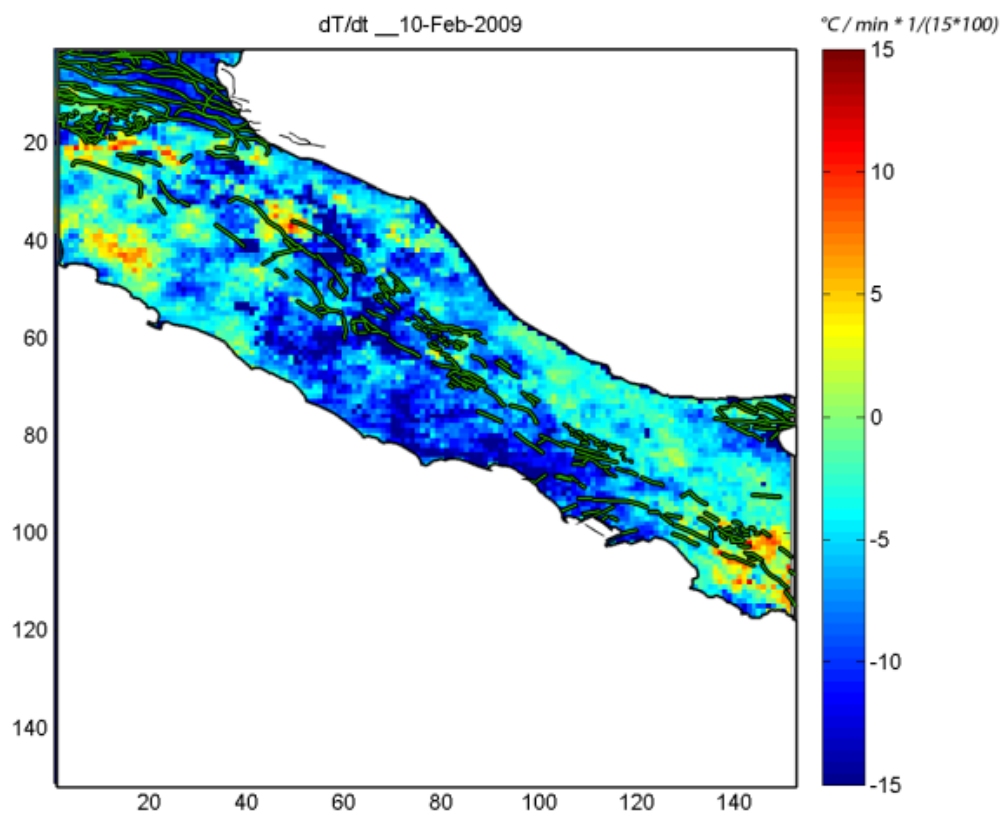


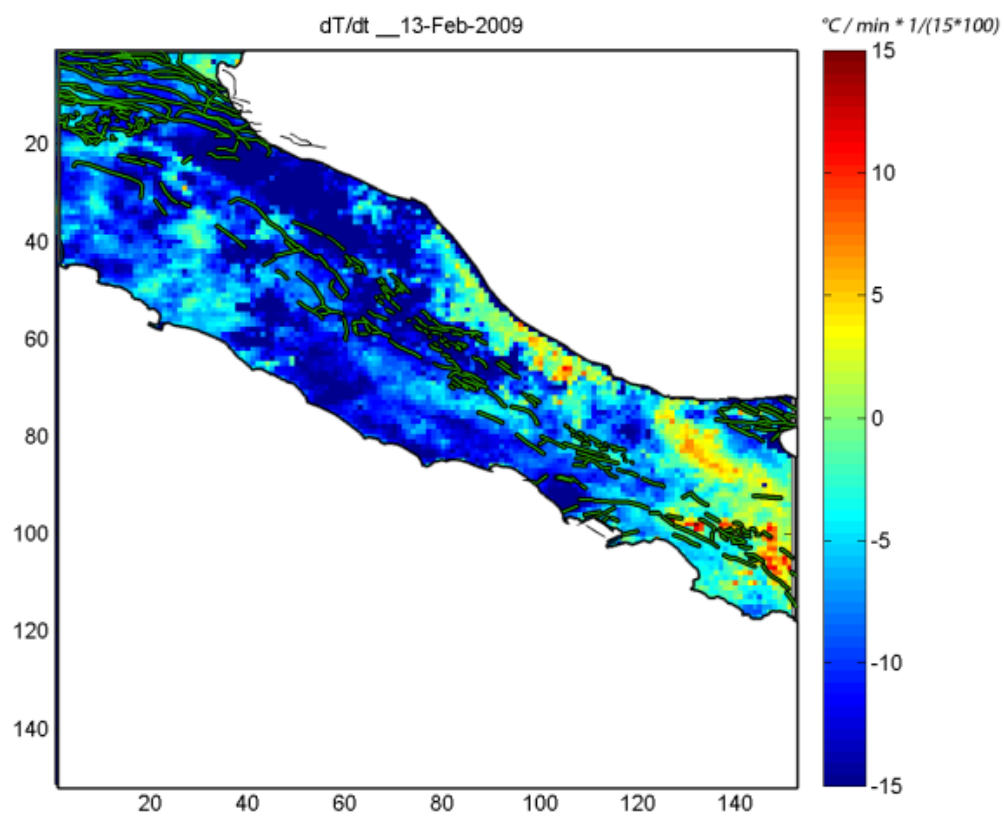
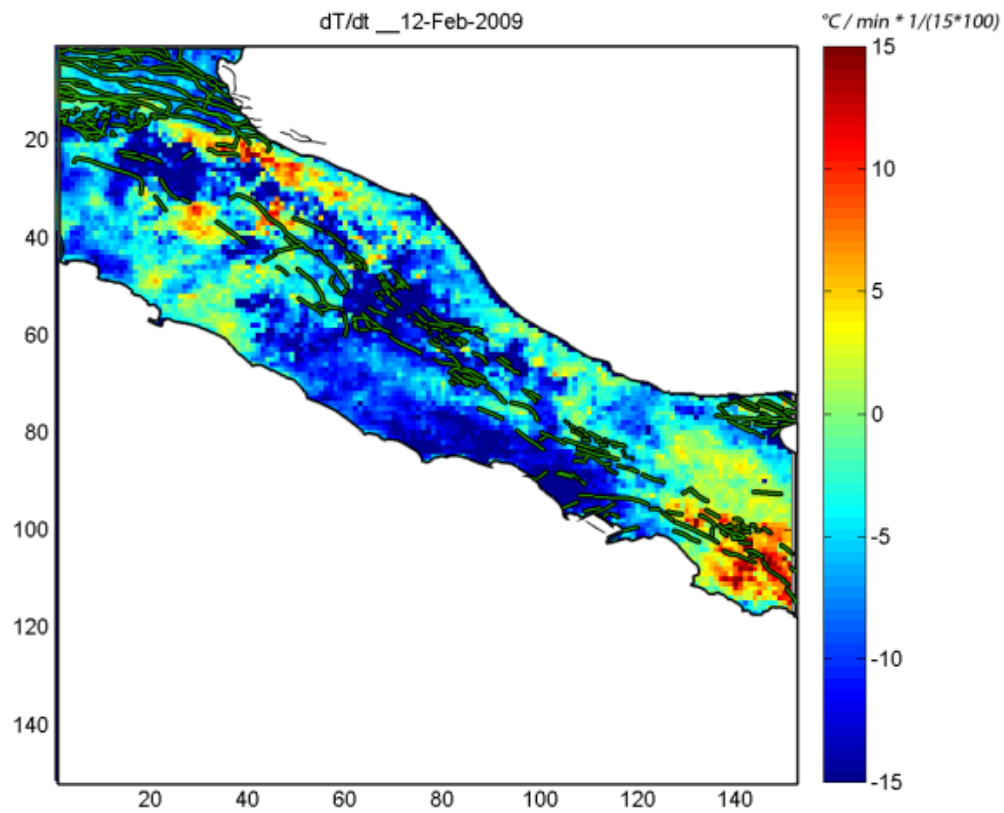
Appendice 3: mappe del parametro dT/dt - Primavera 2009 - Centro Italia

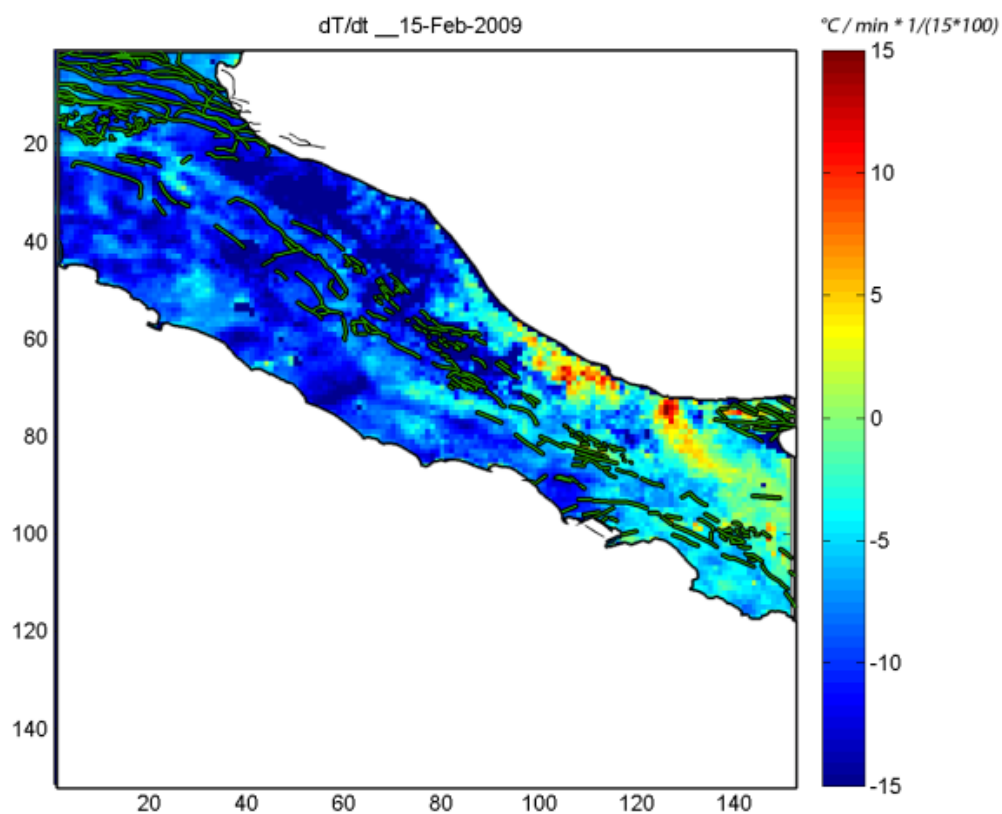
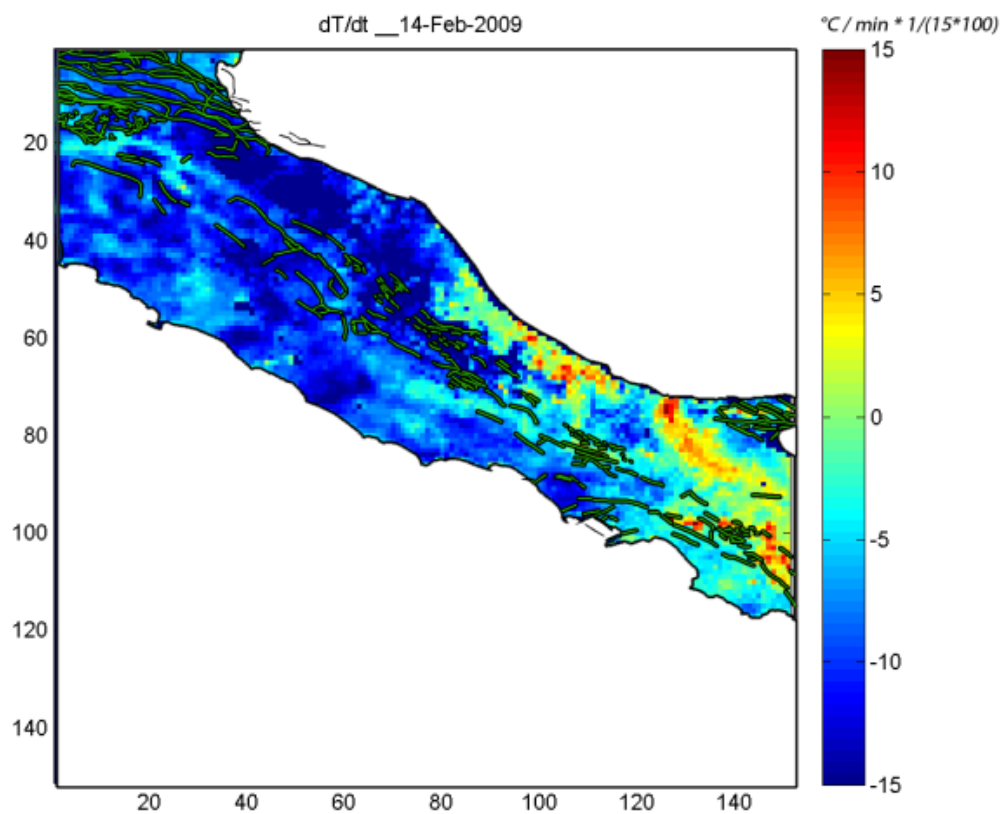


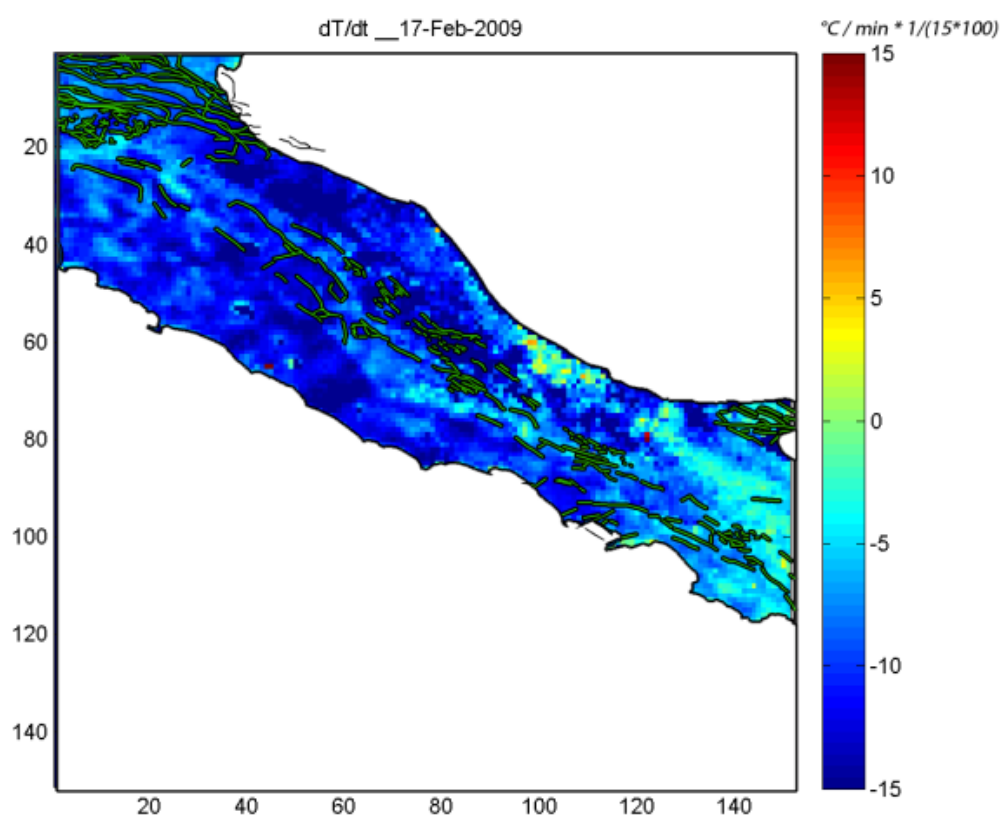
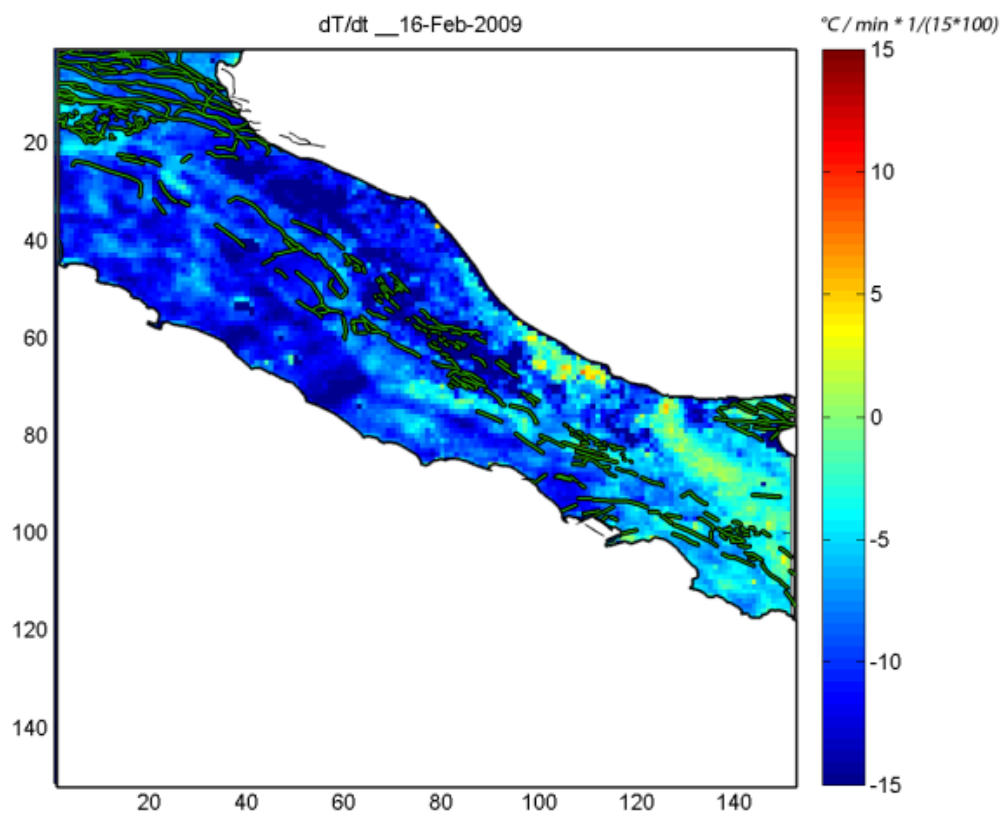


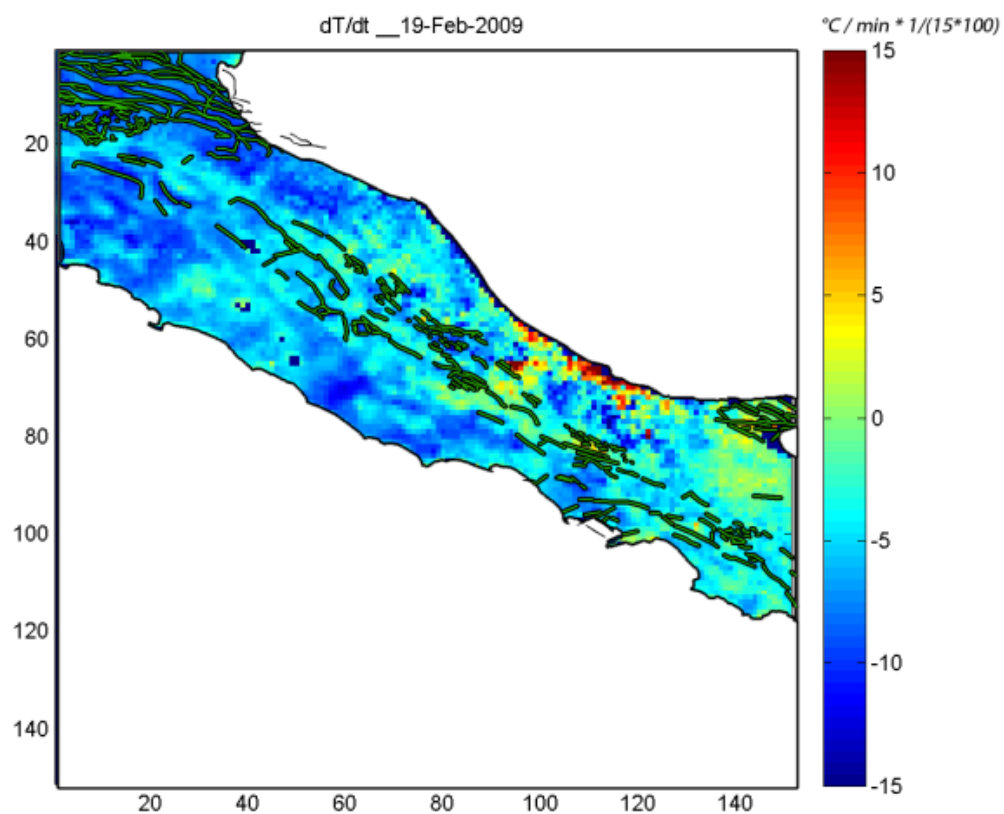
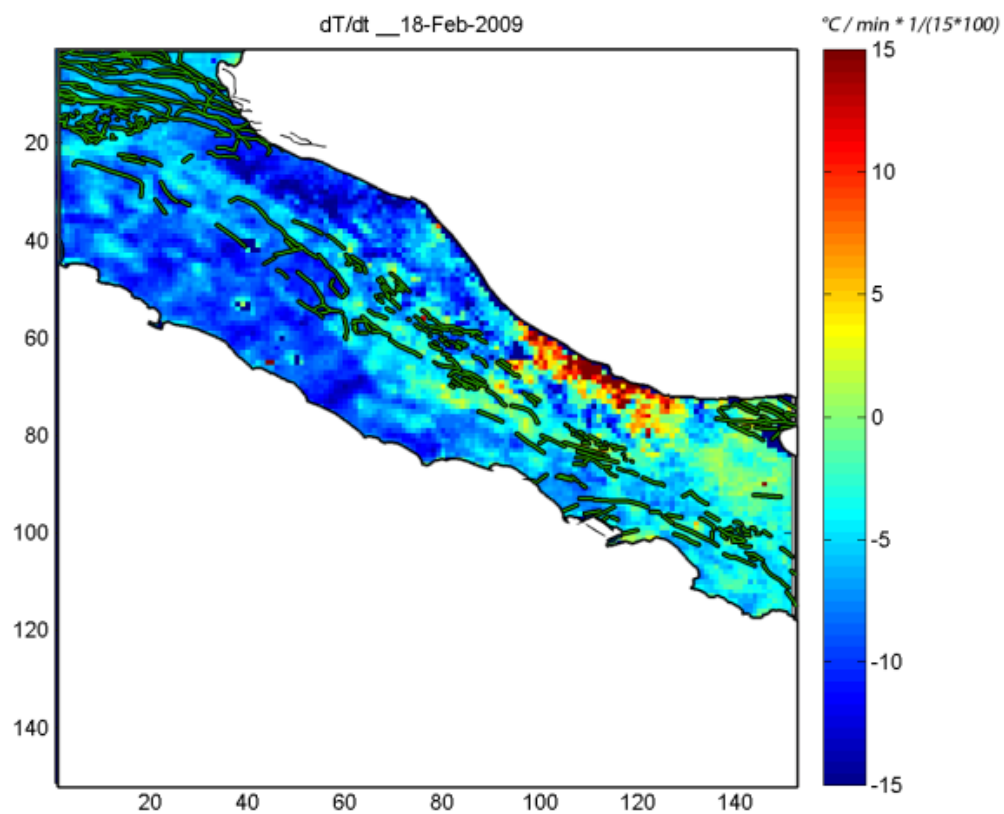


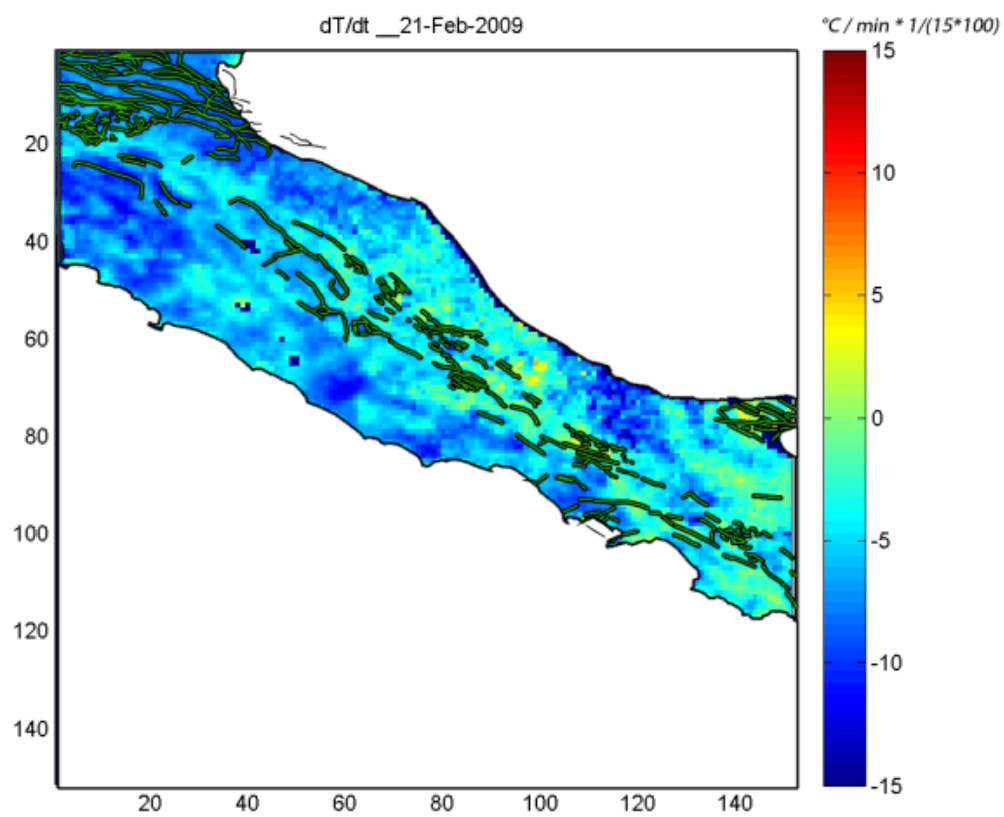
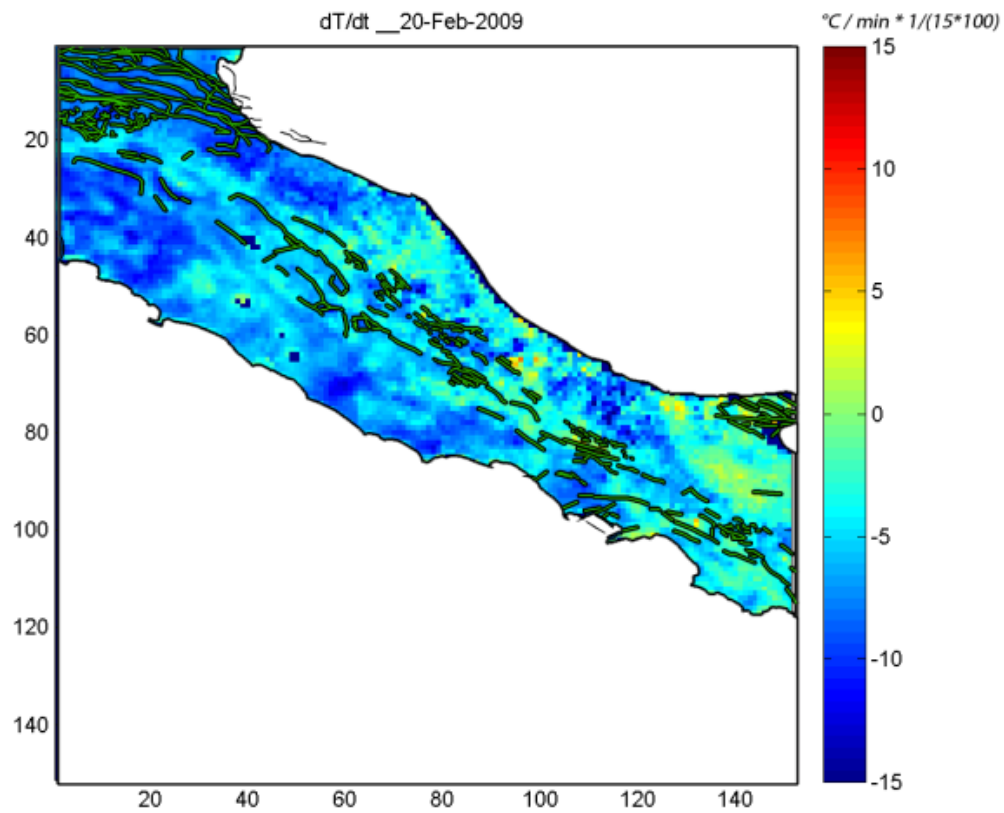


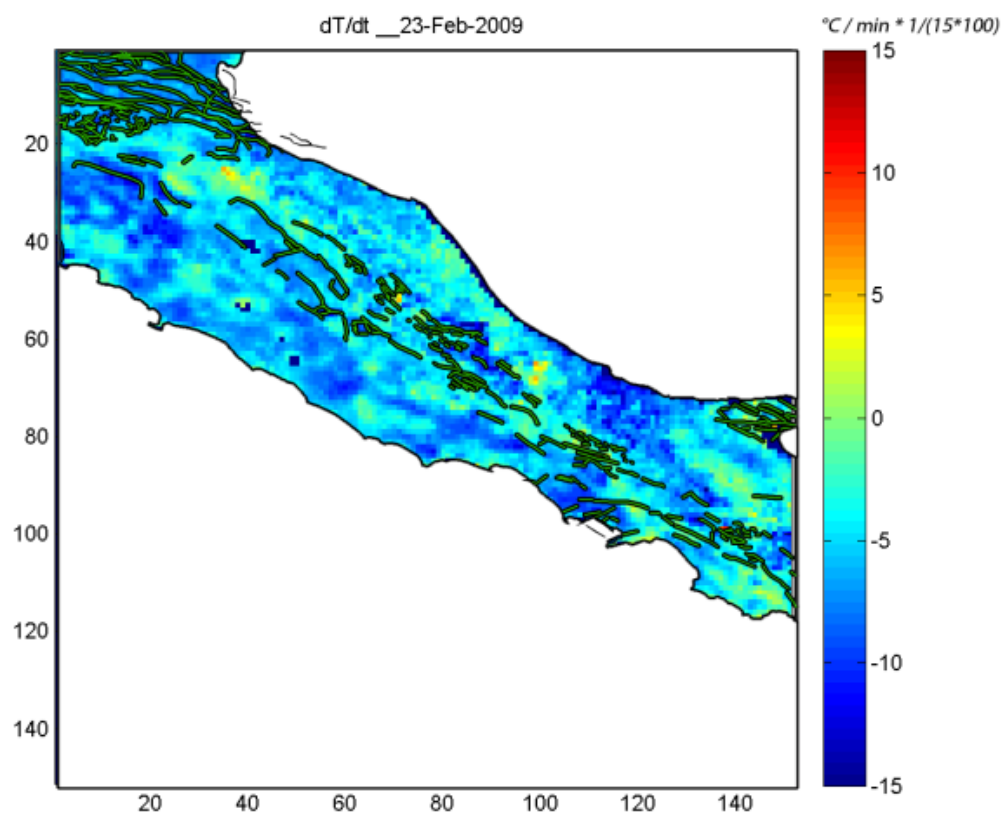
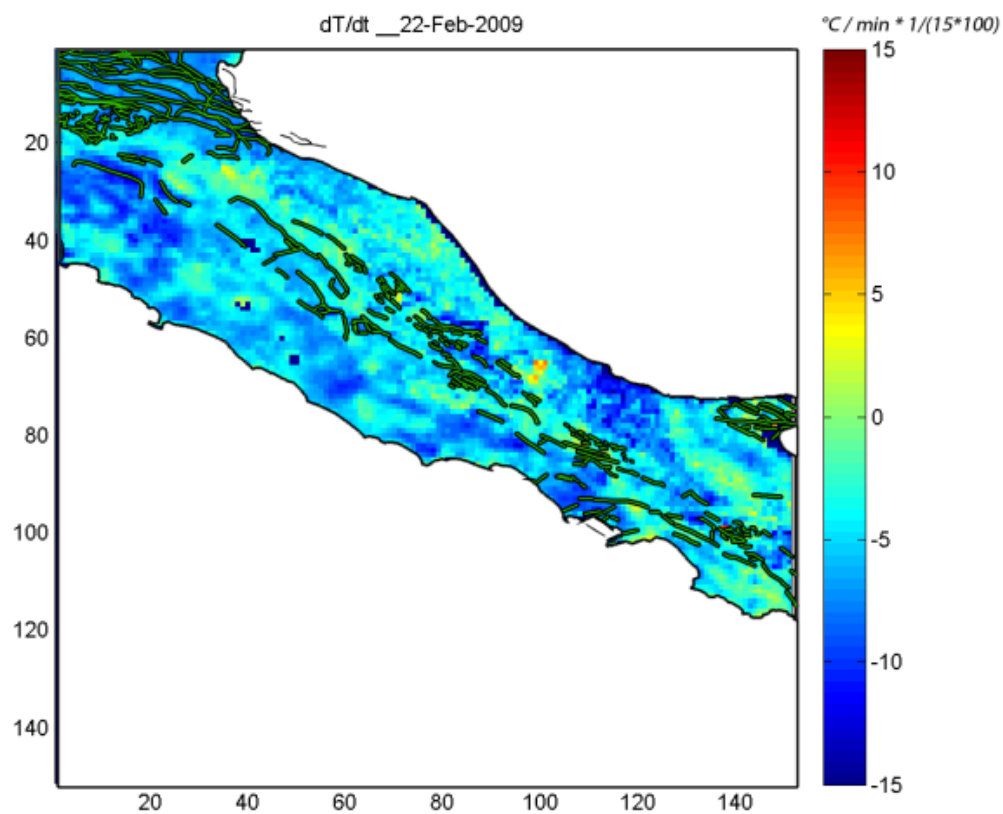


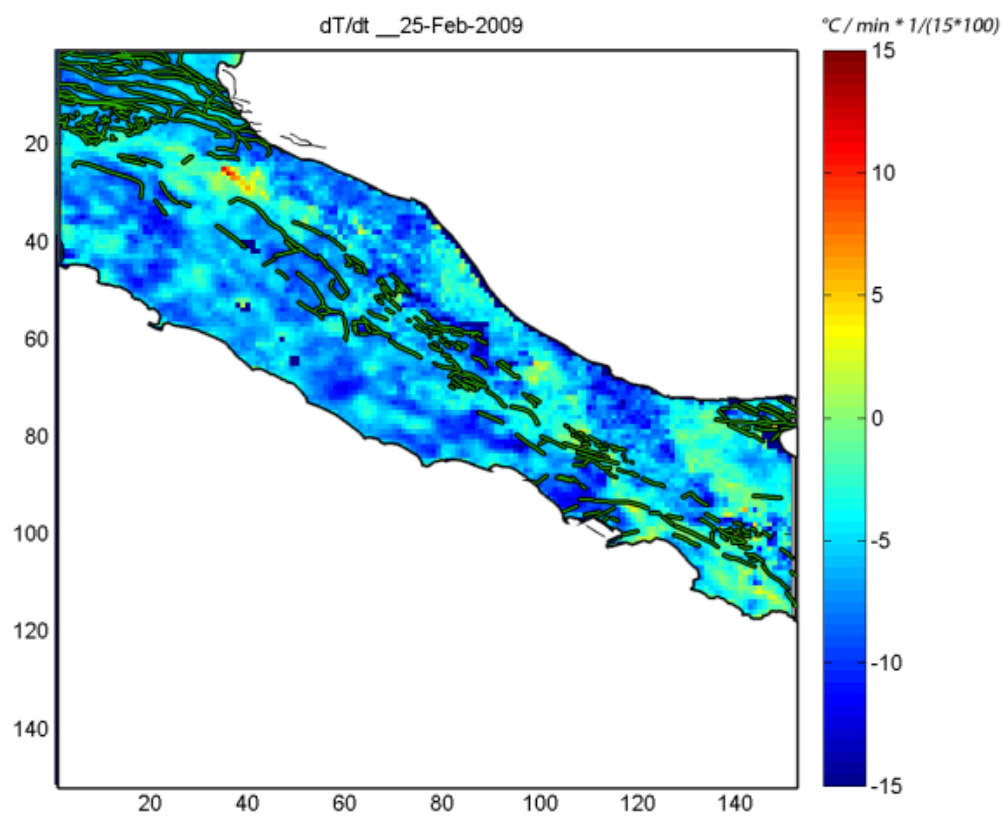
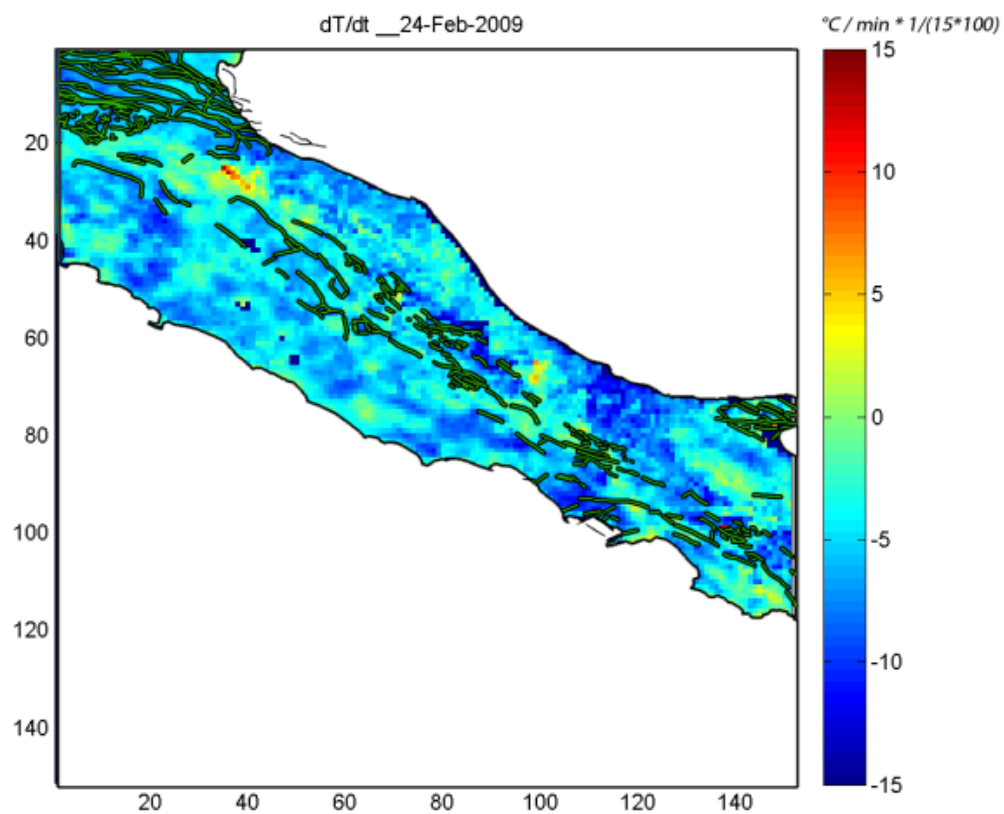


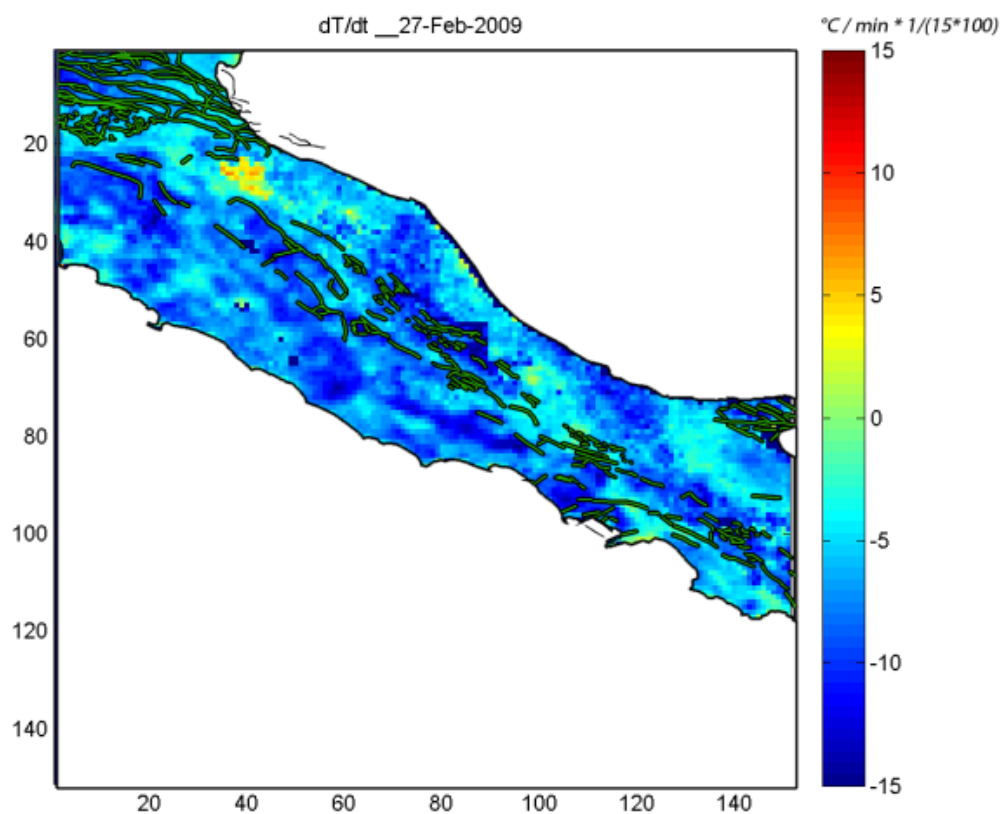
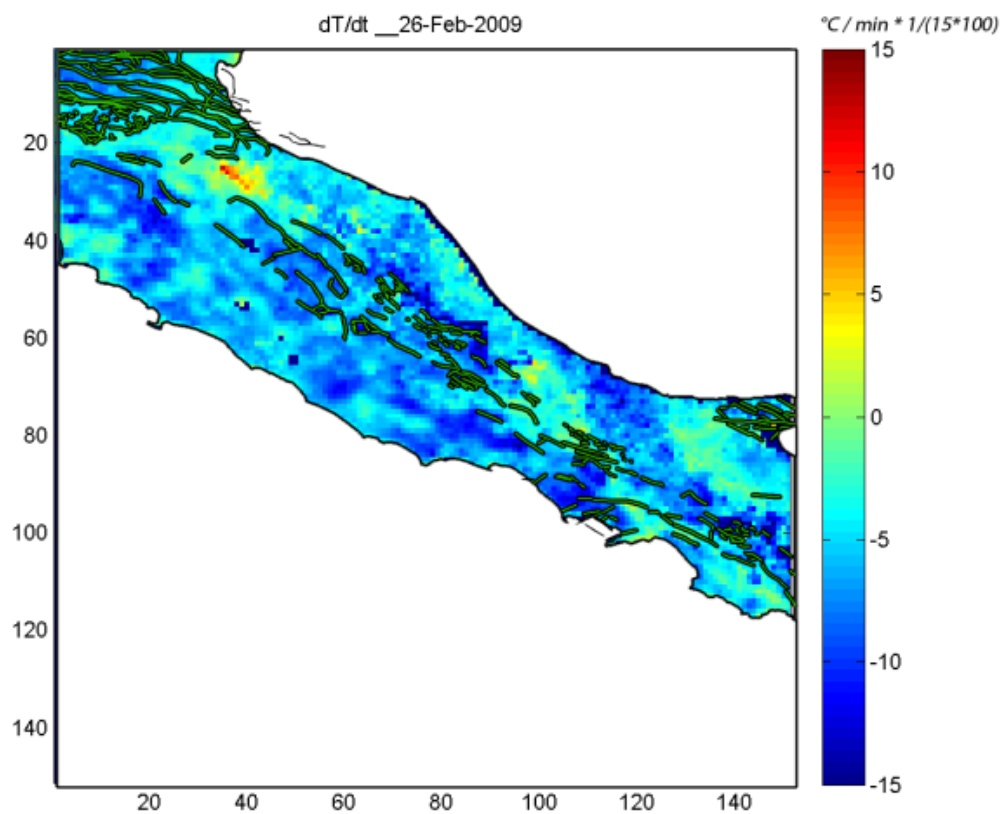


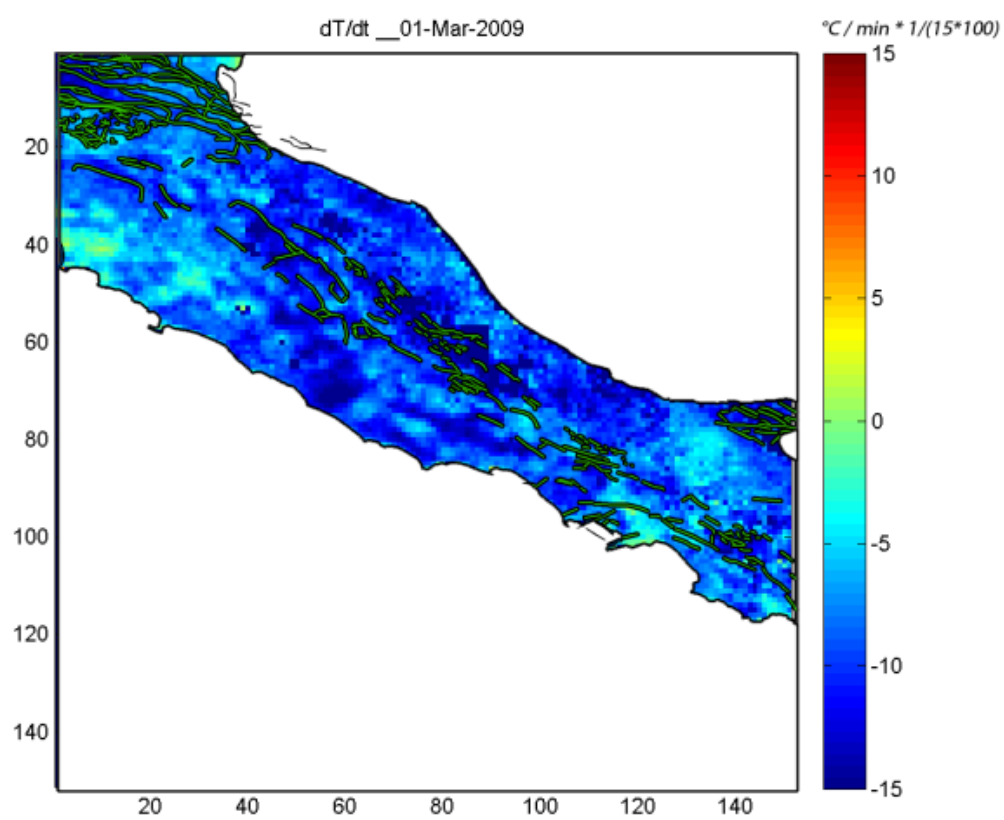
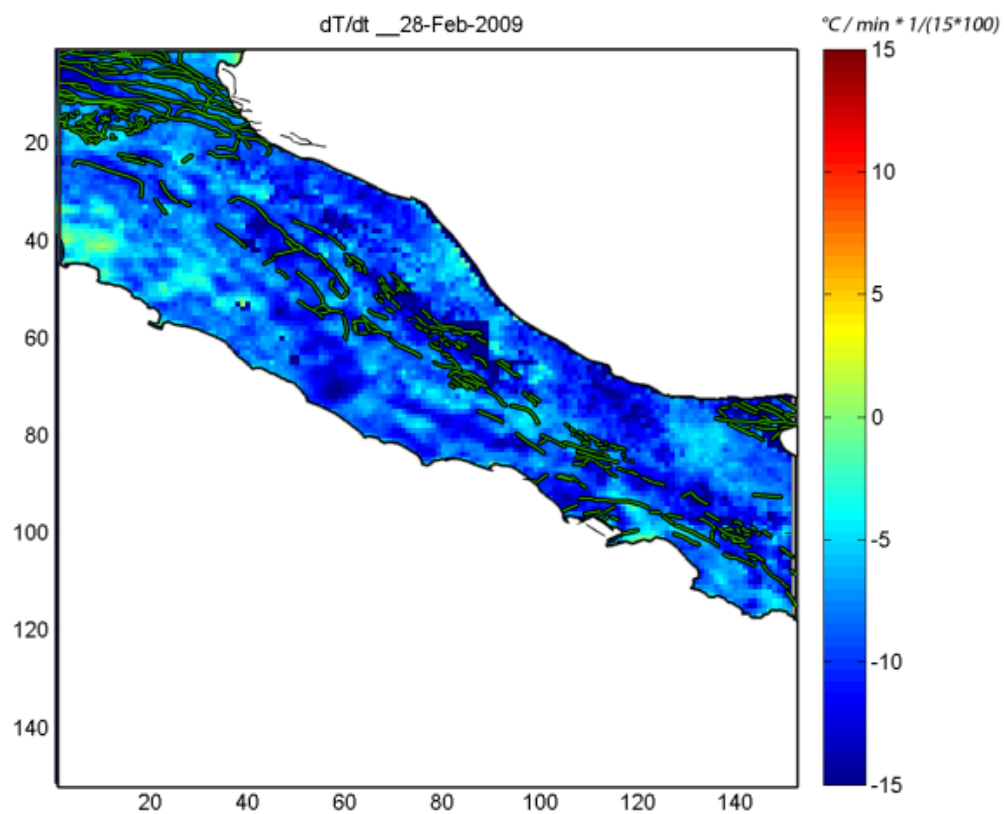


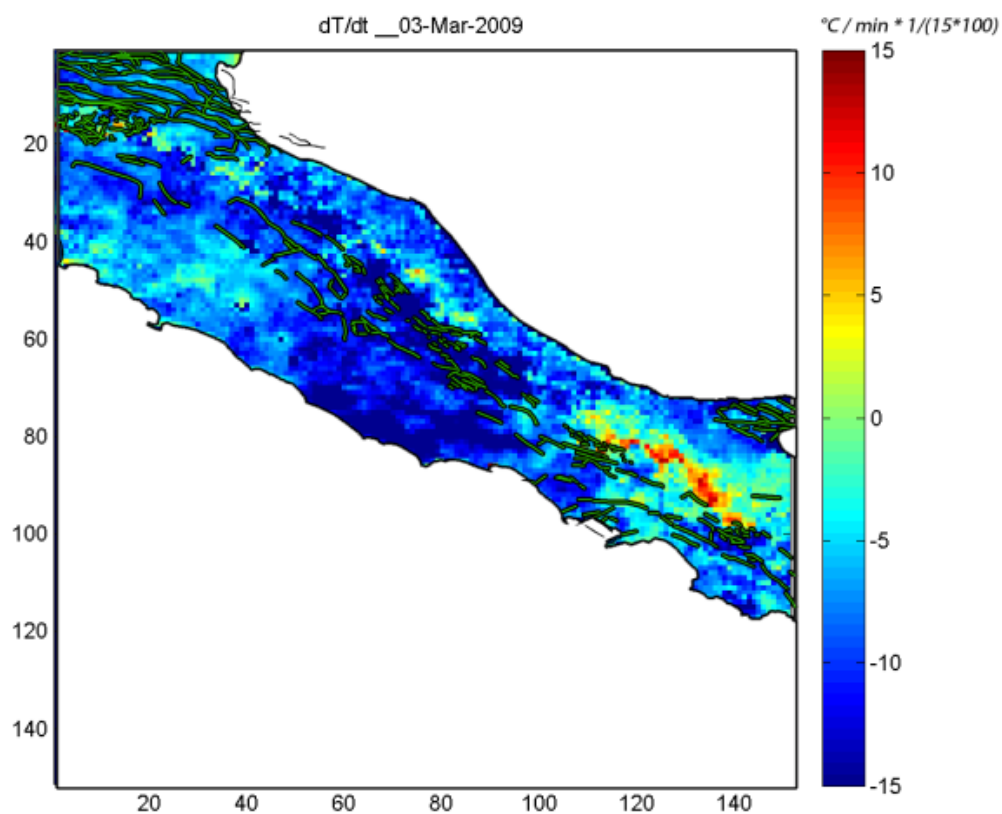
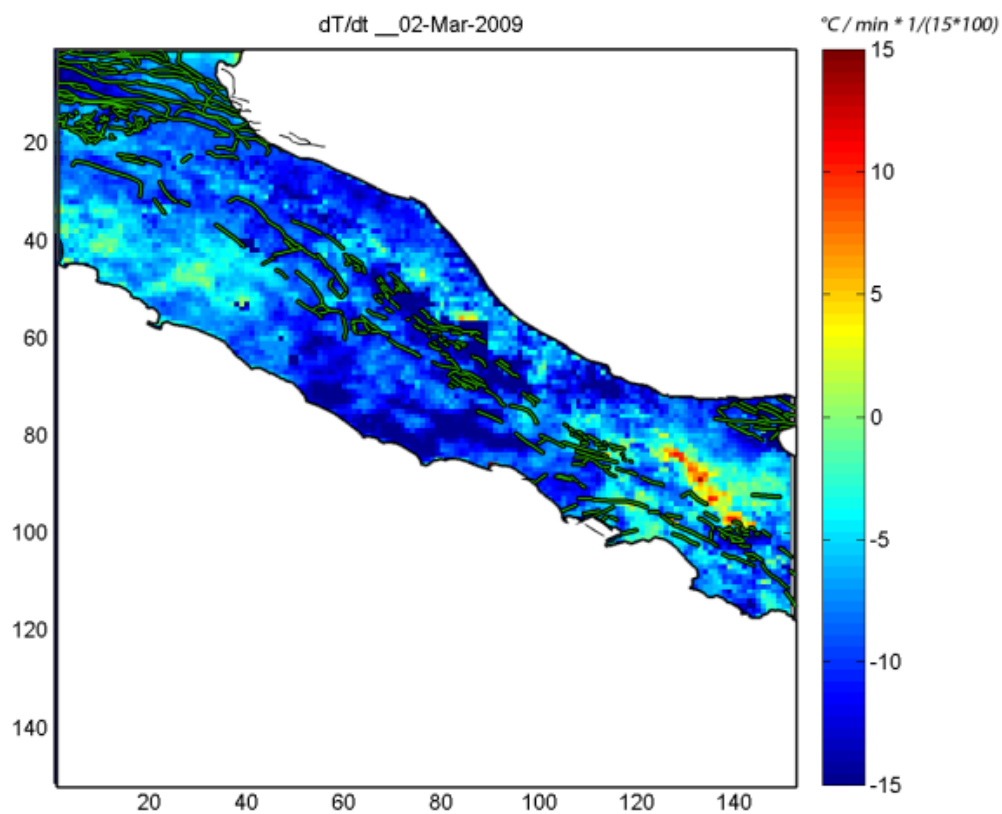


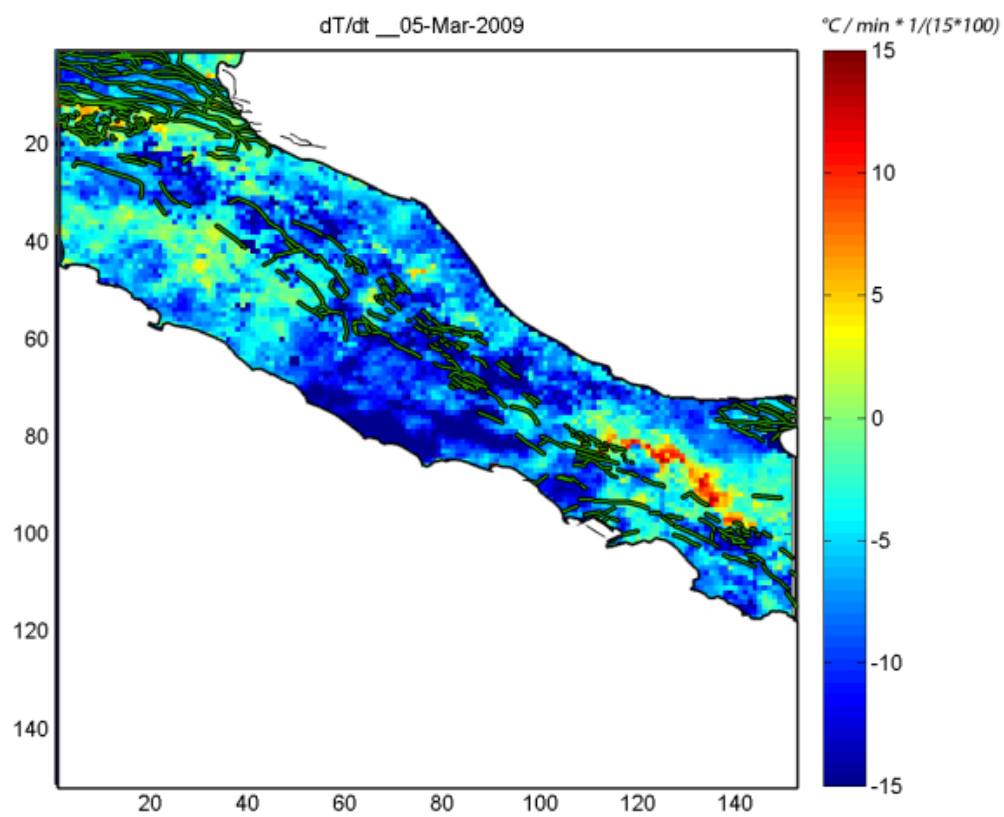
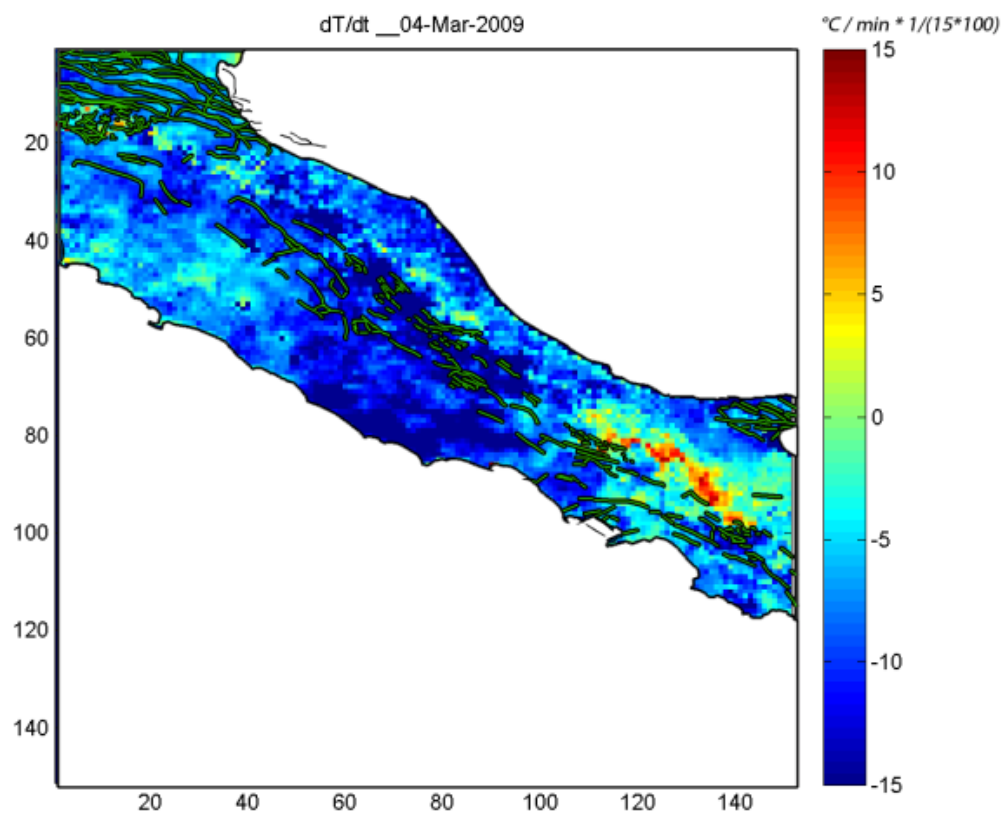


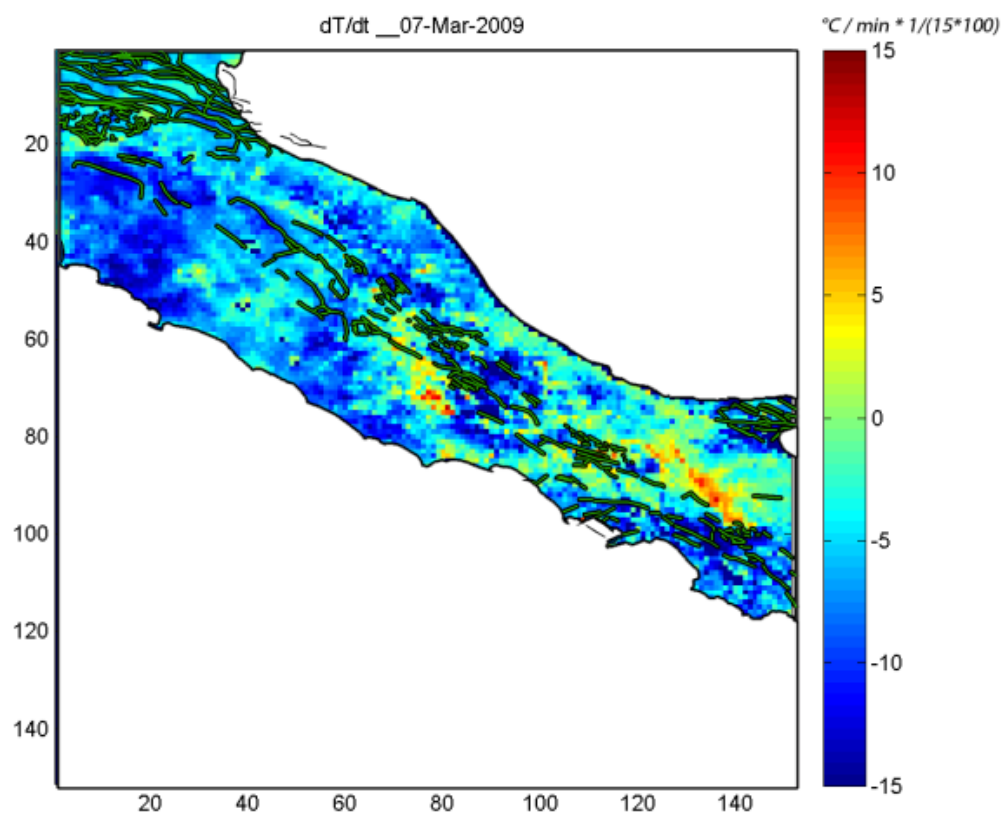
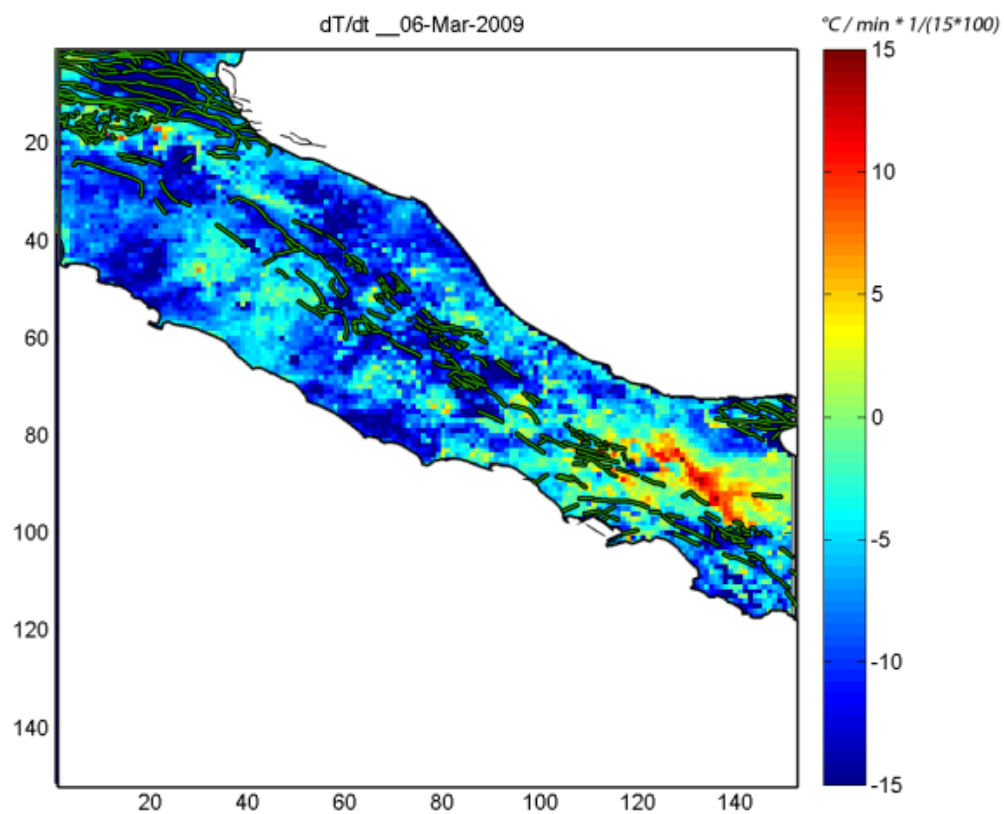


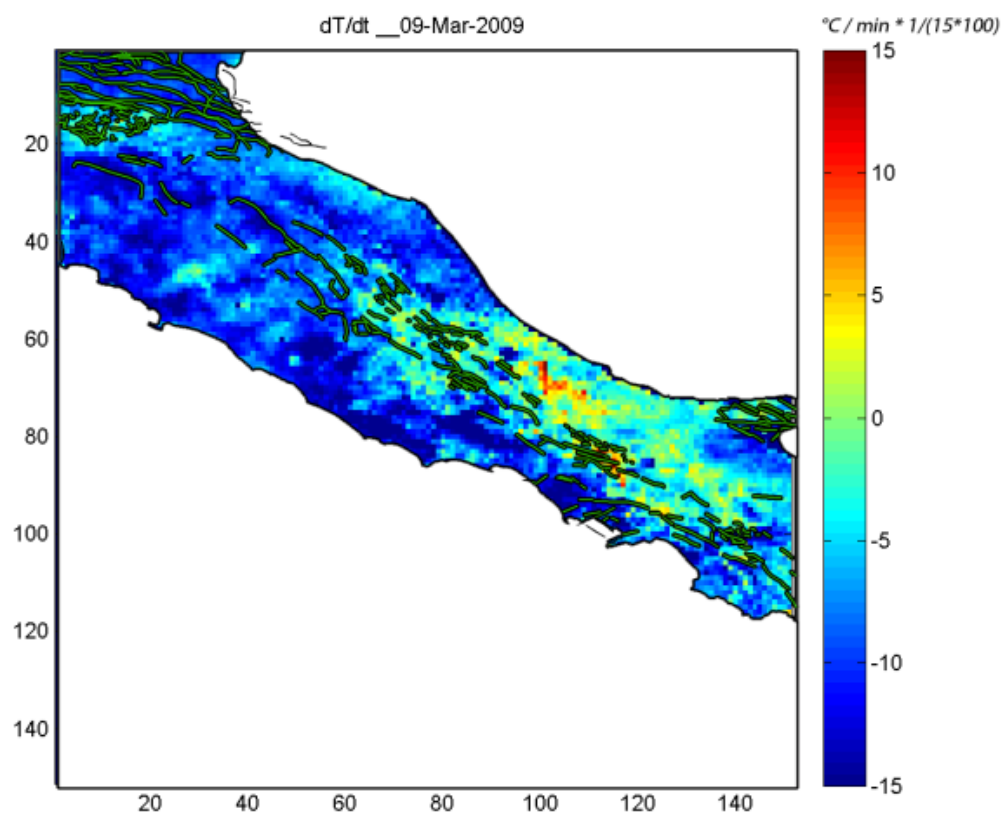
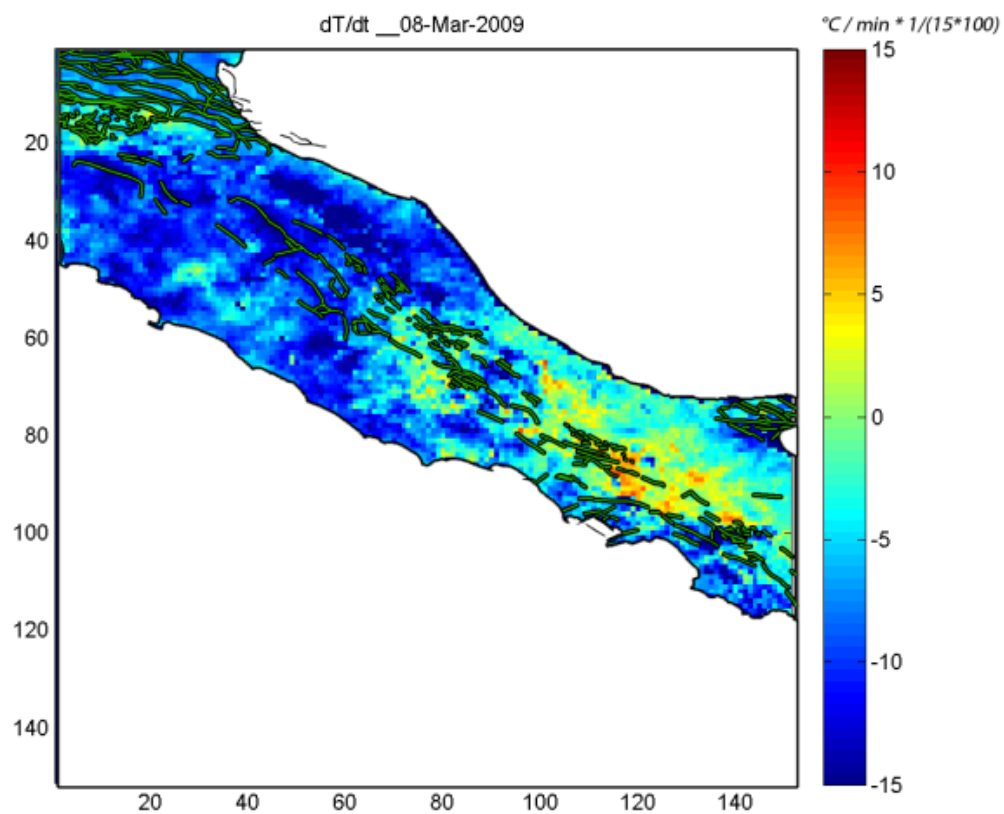


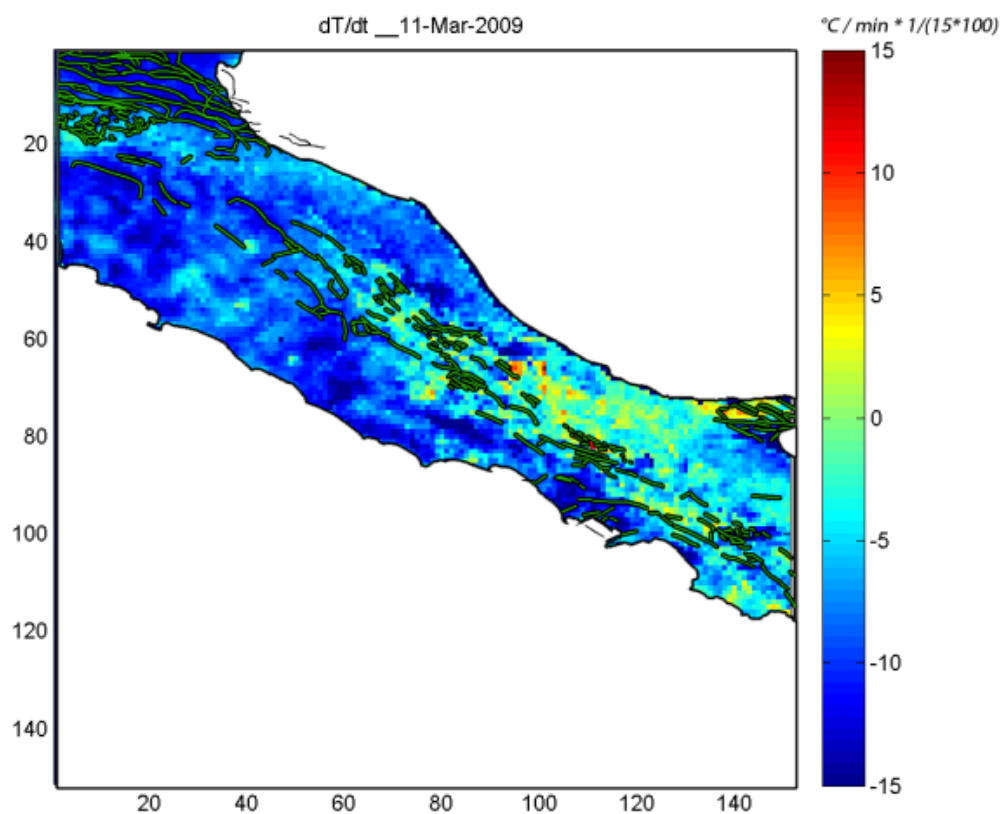
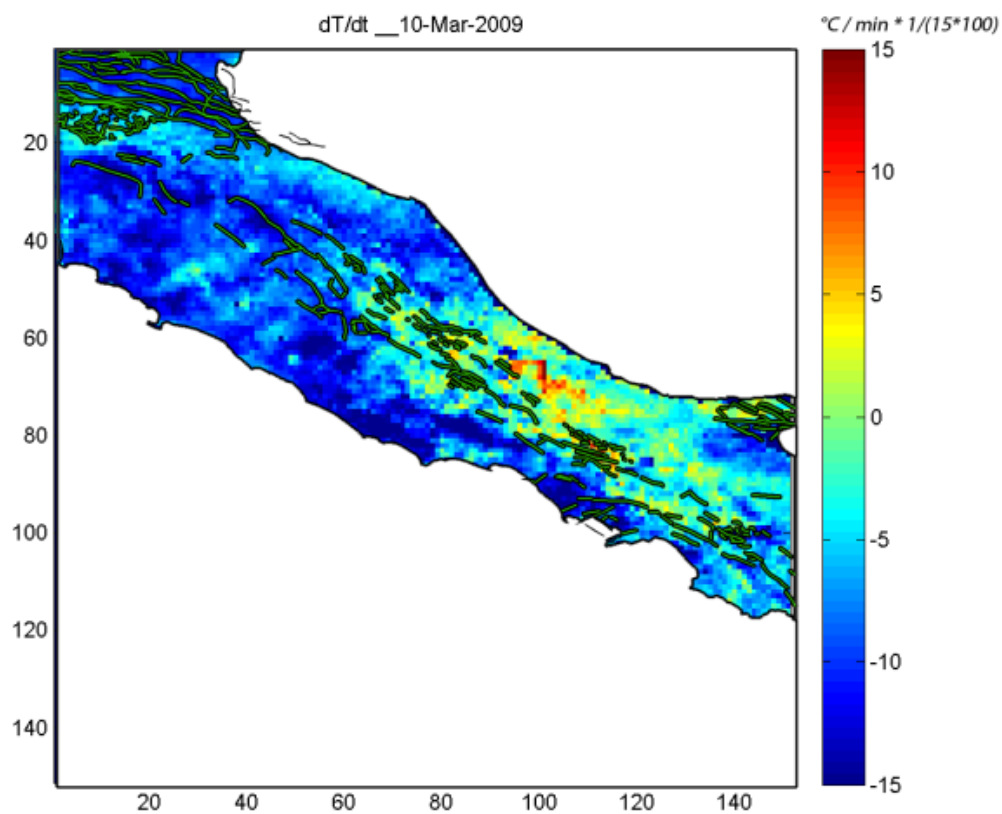


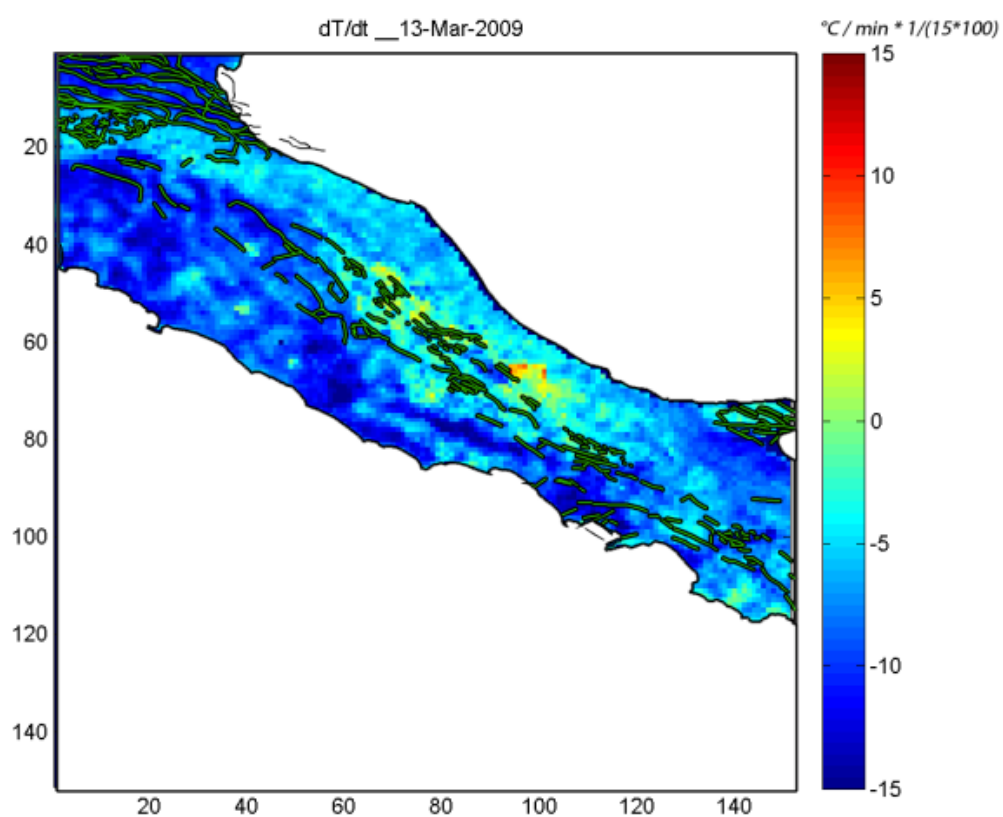
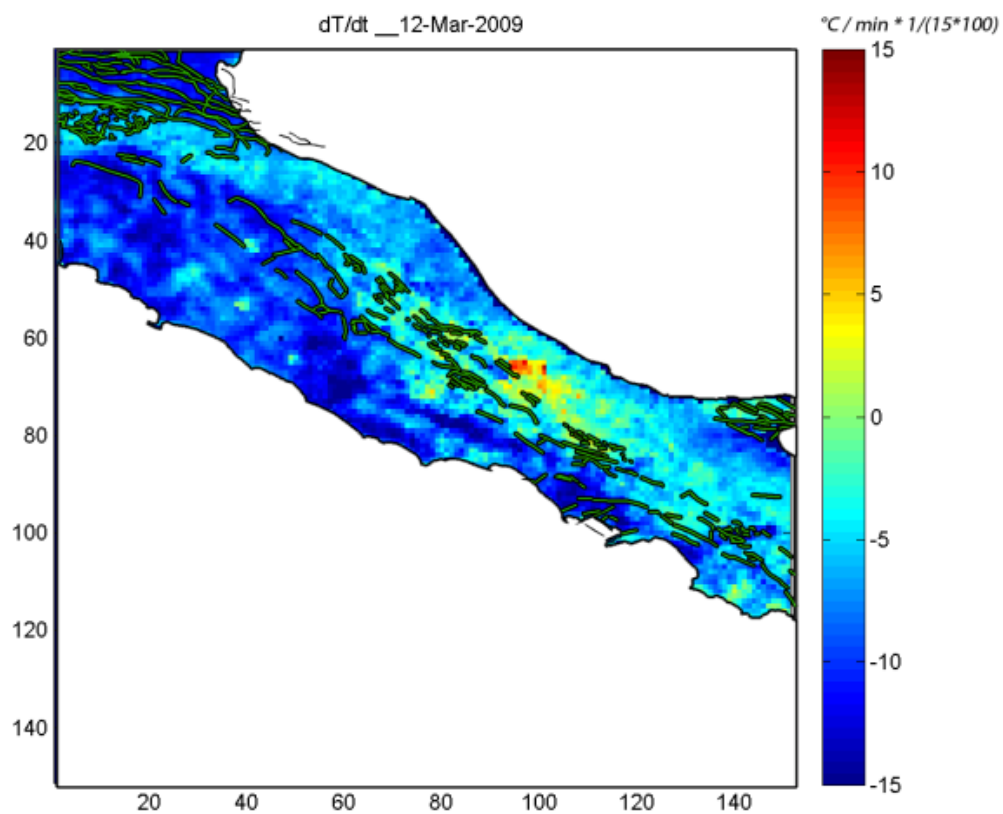


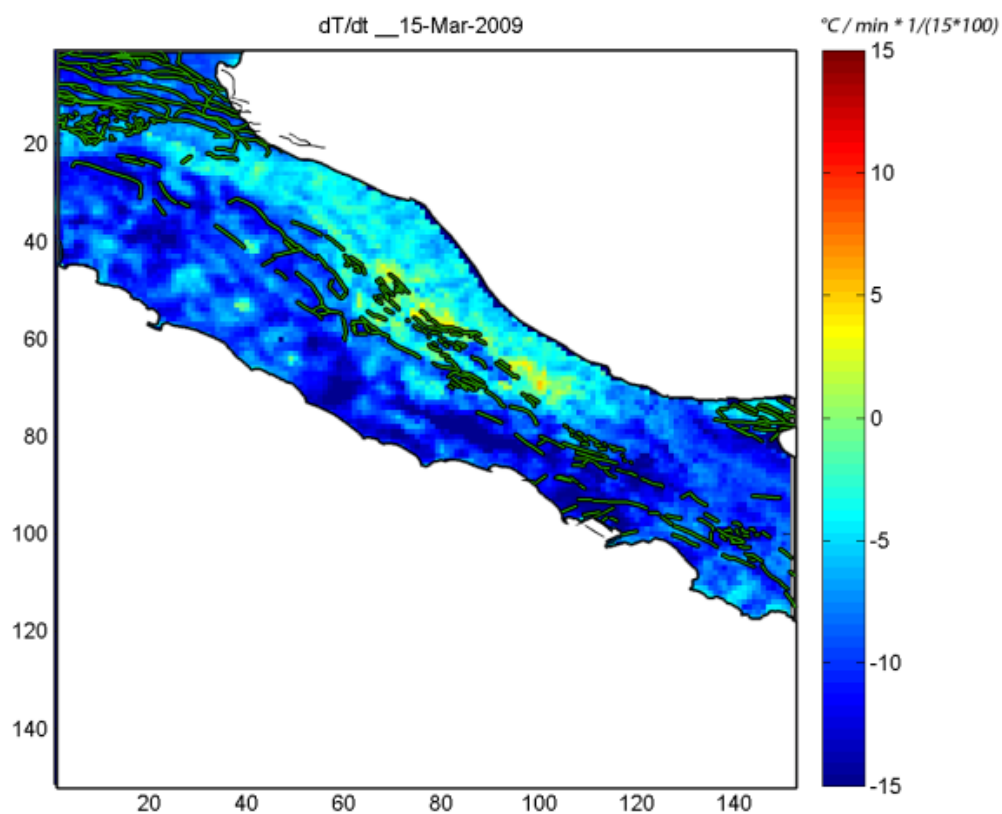
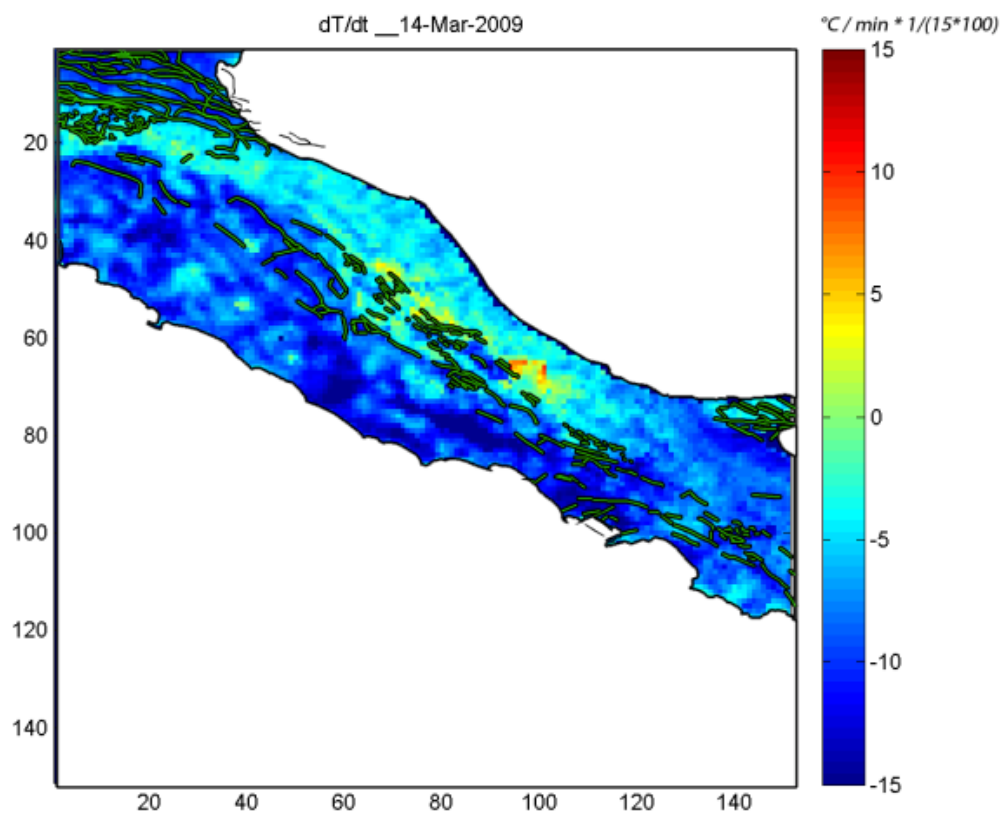


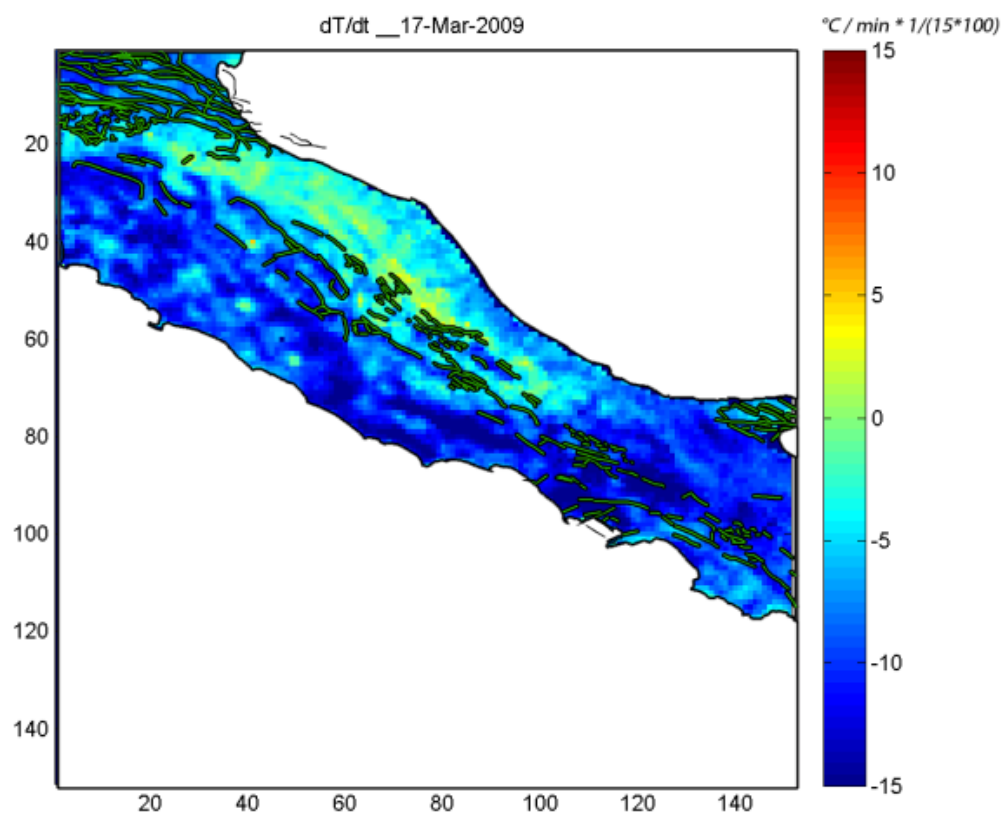
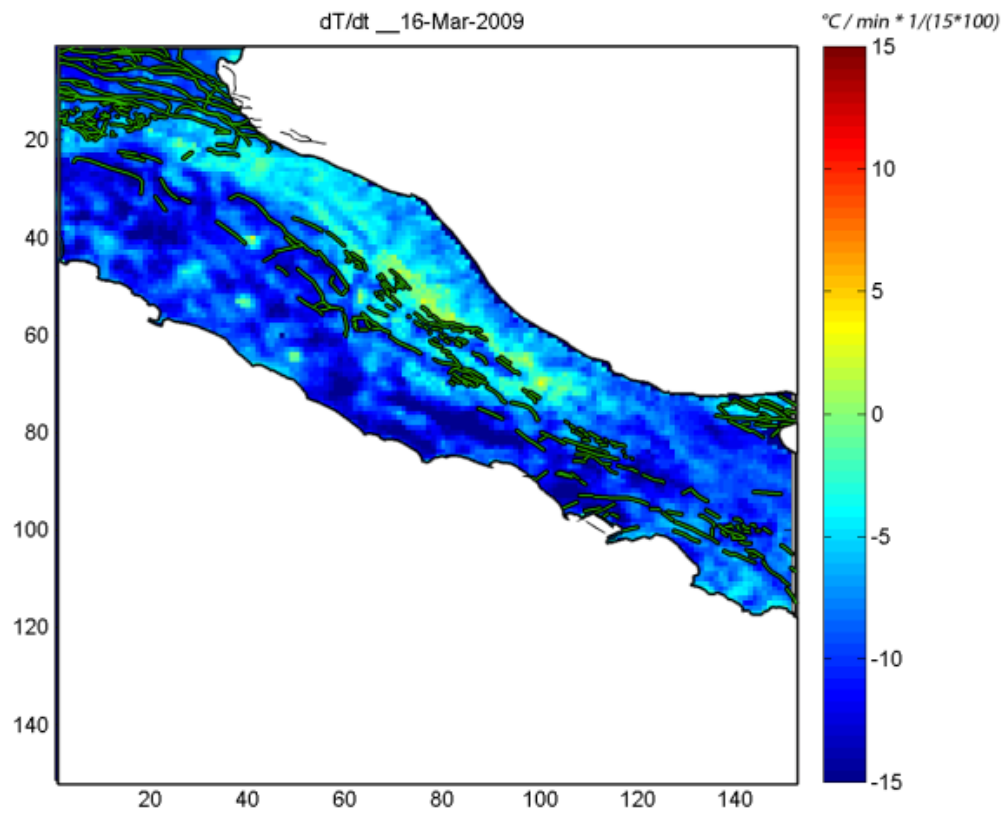


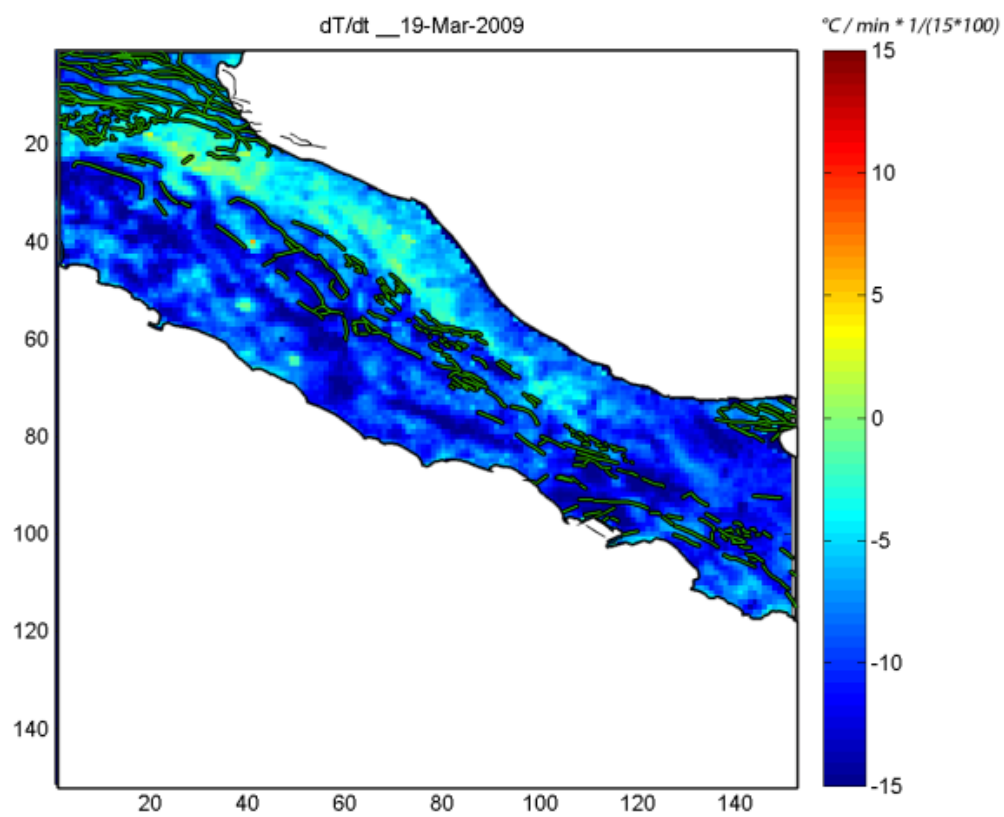
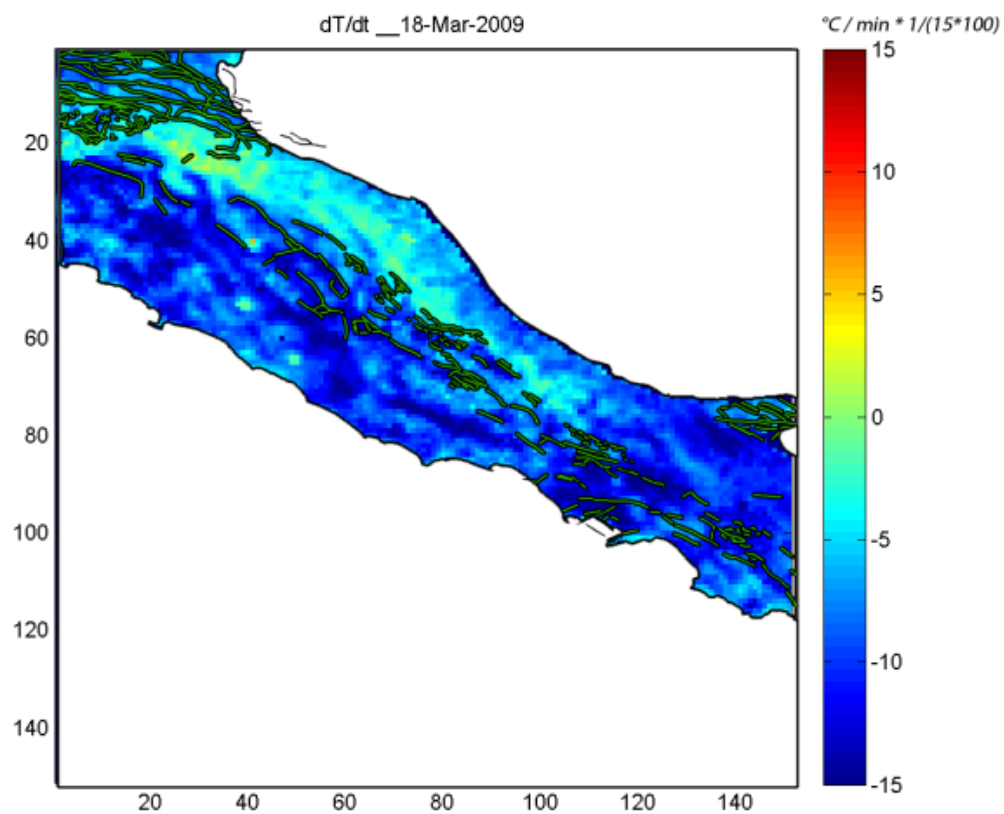


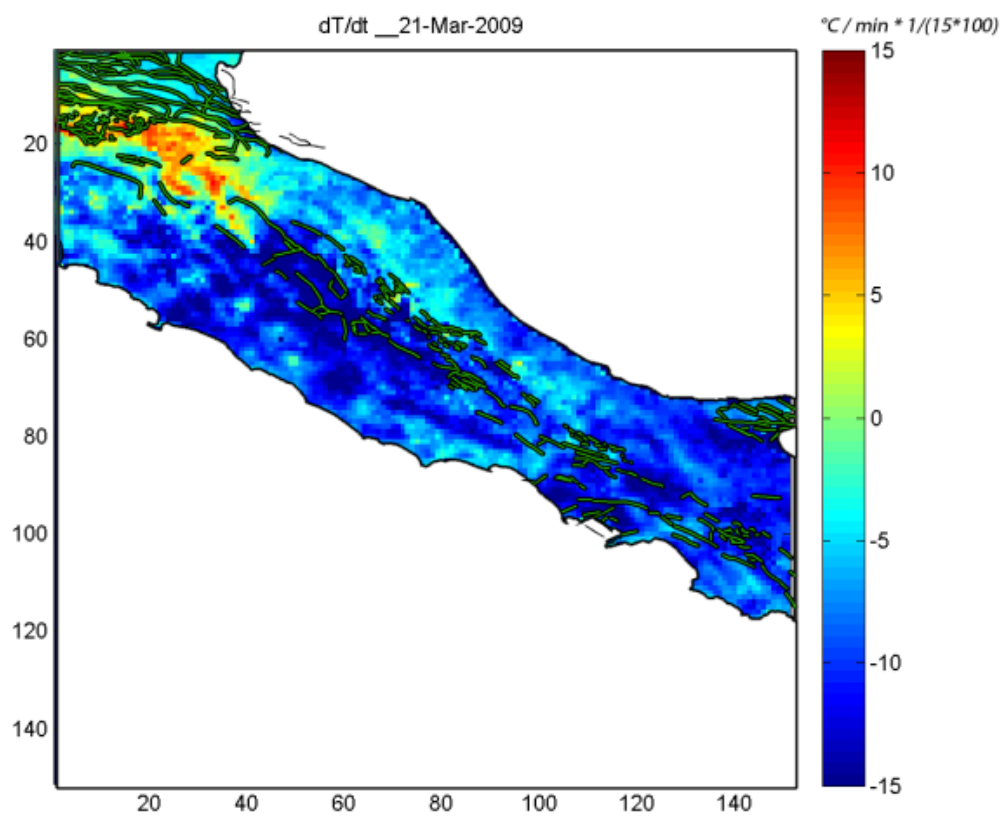
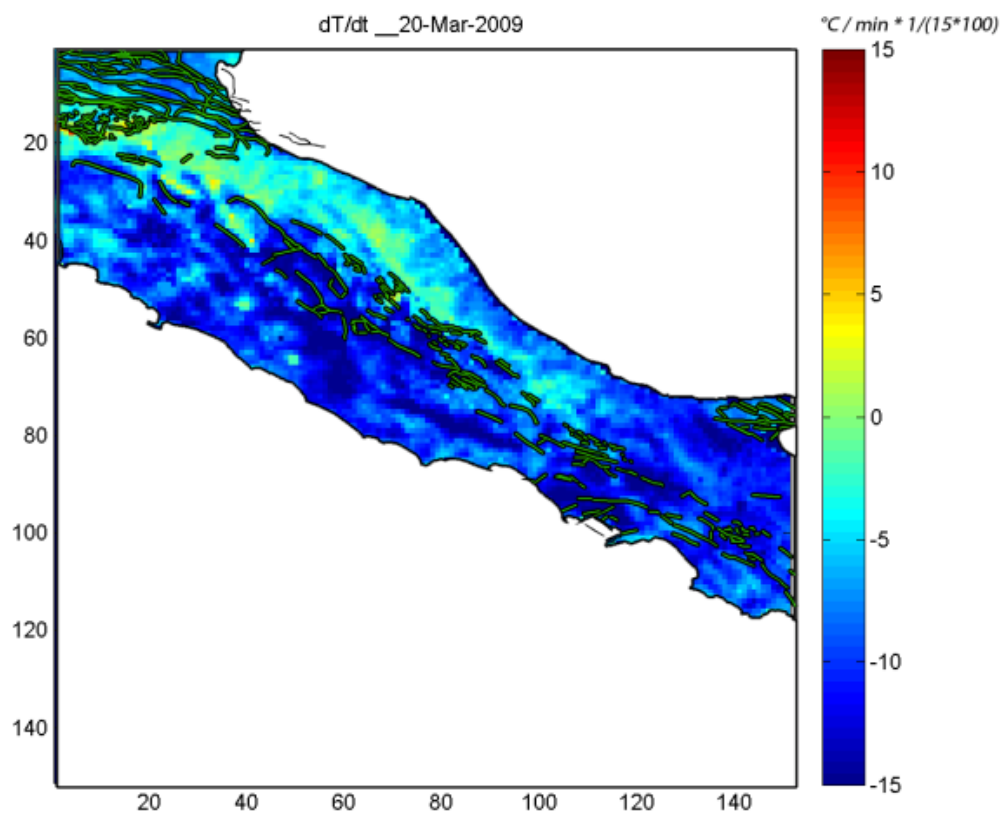


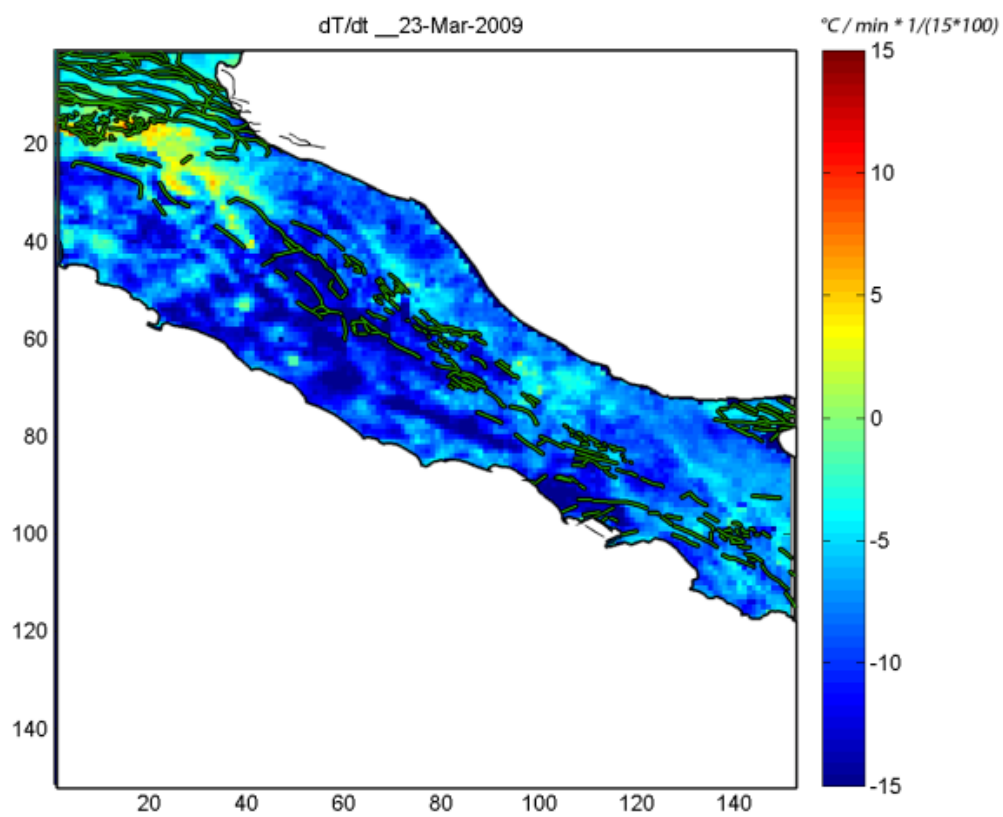
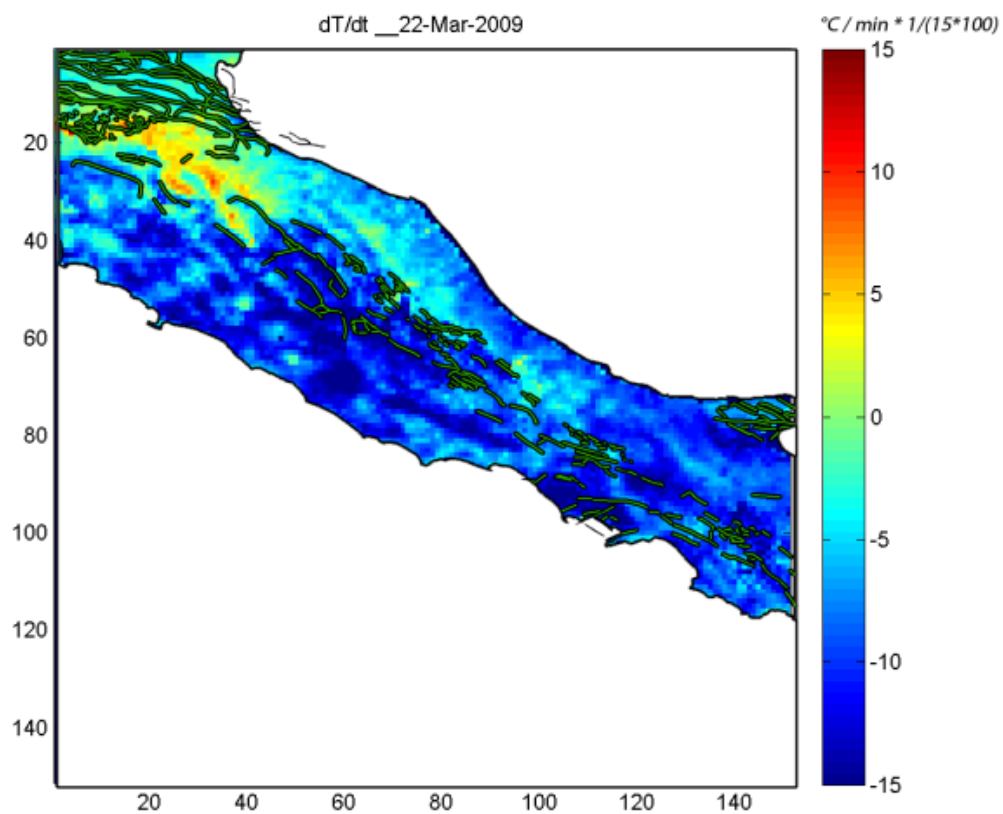


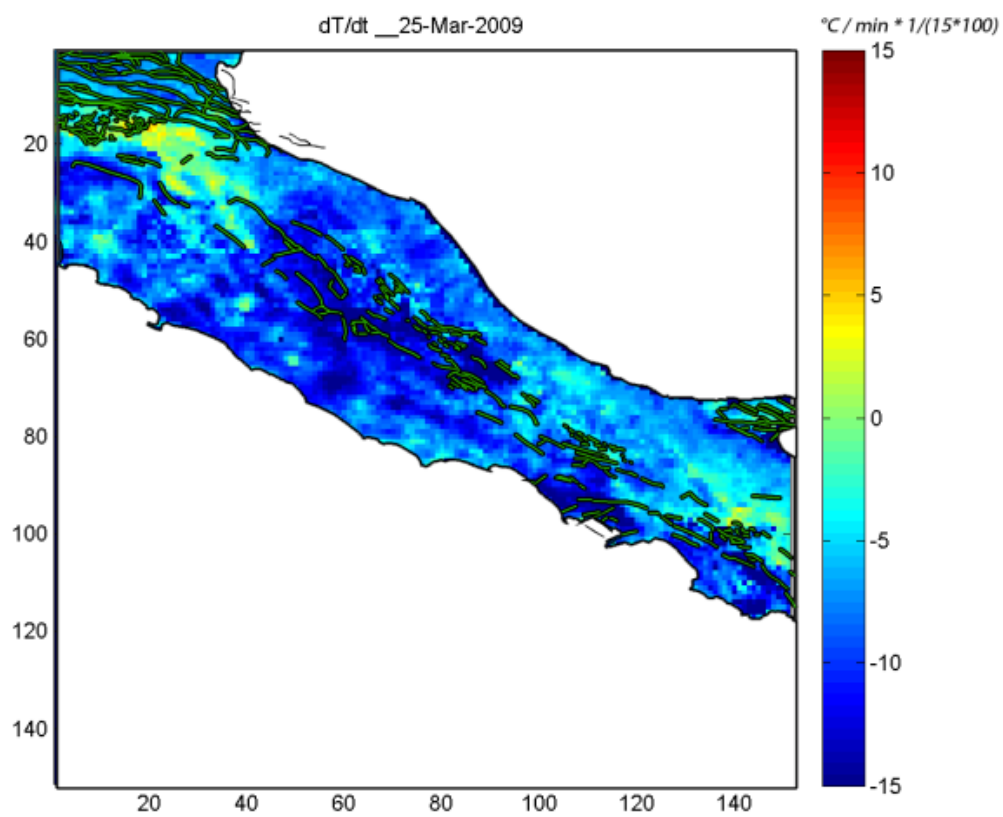
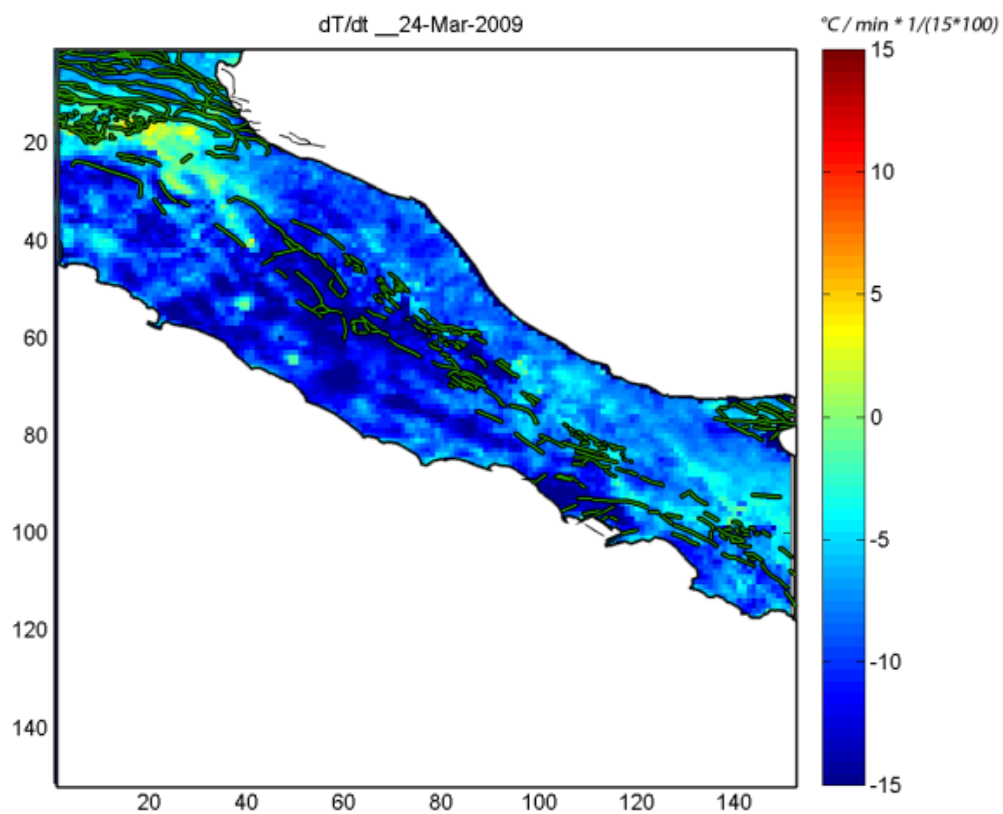


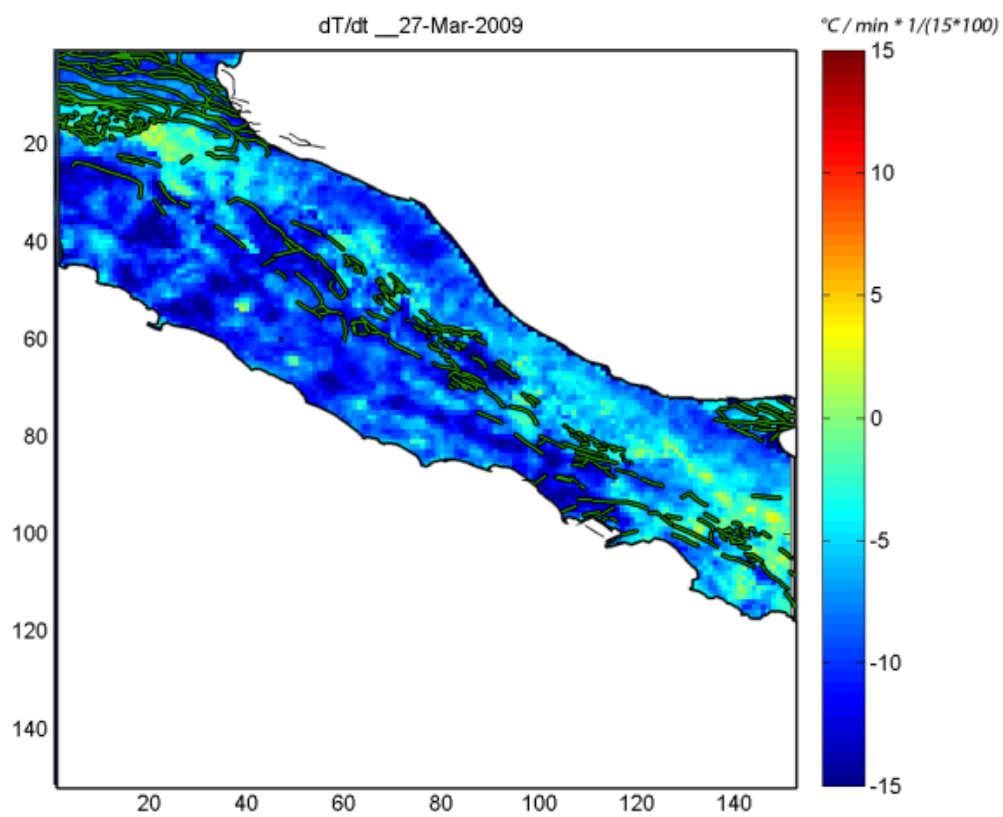
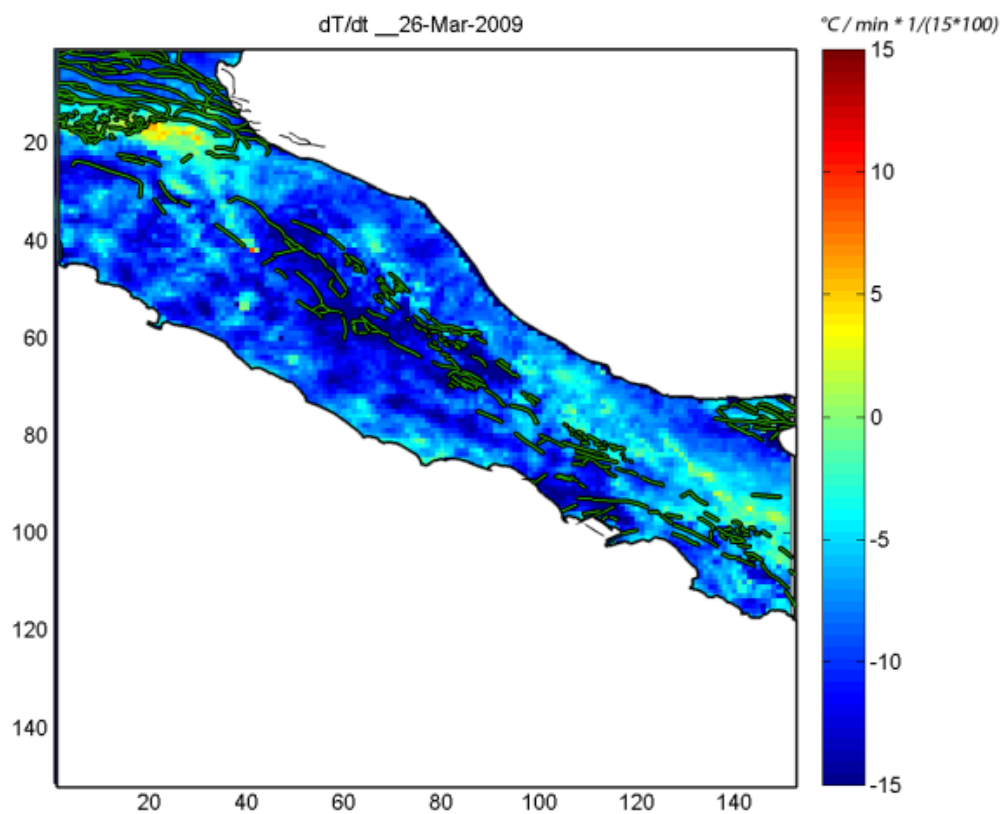


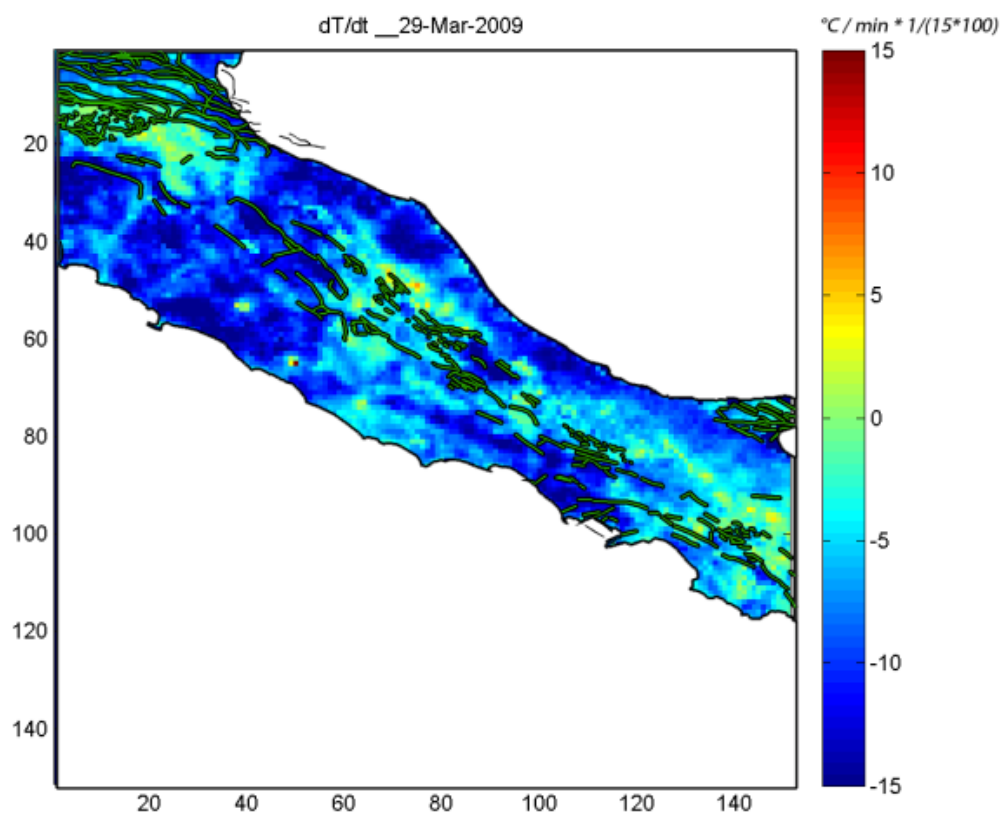
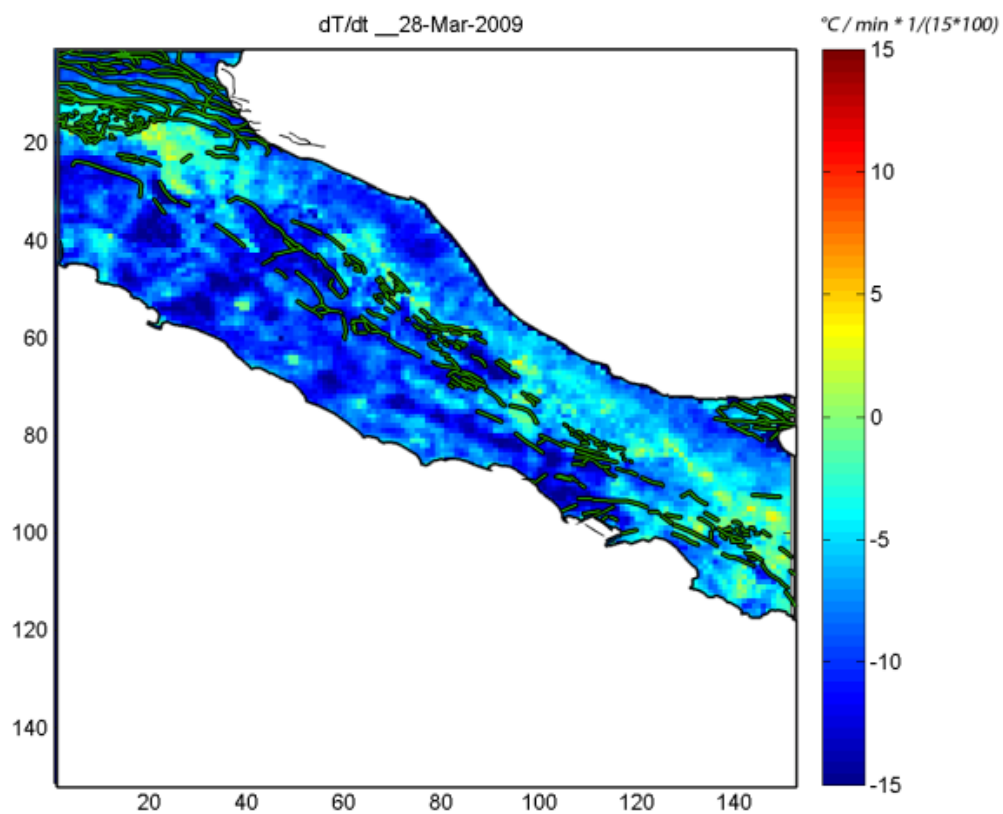


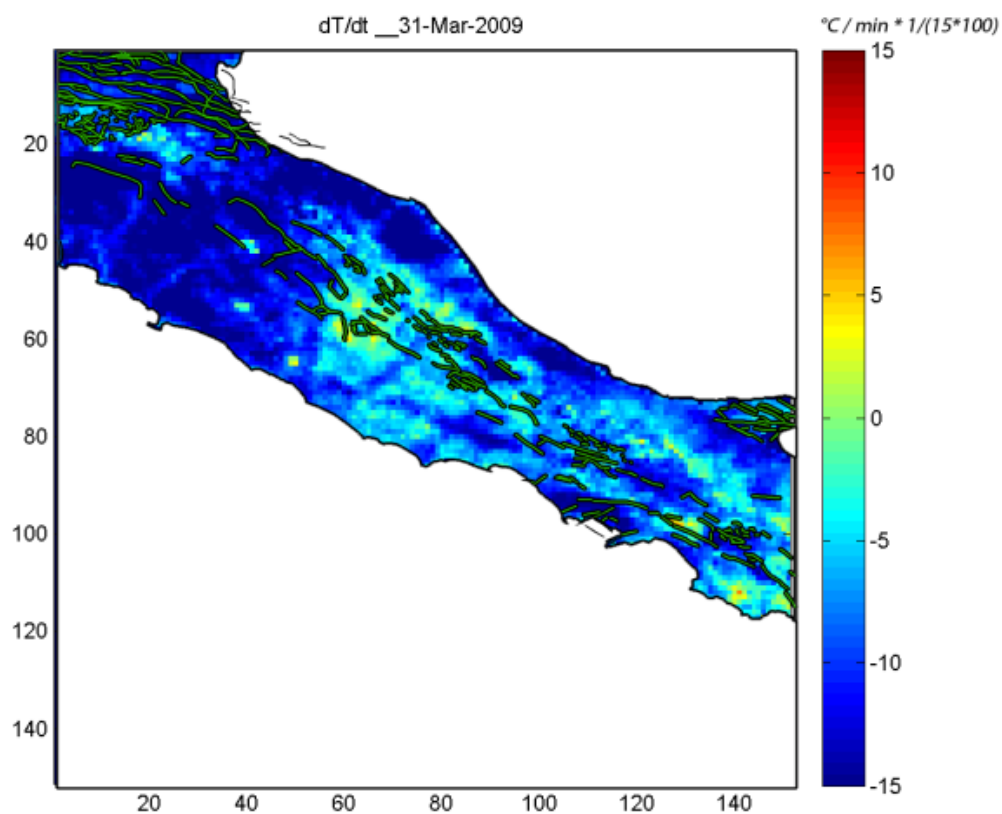
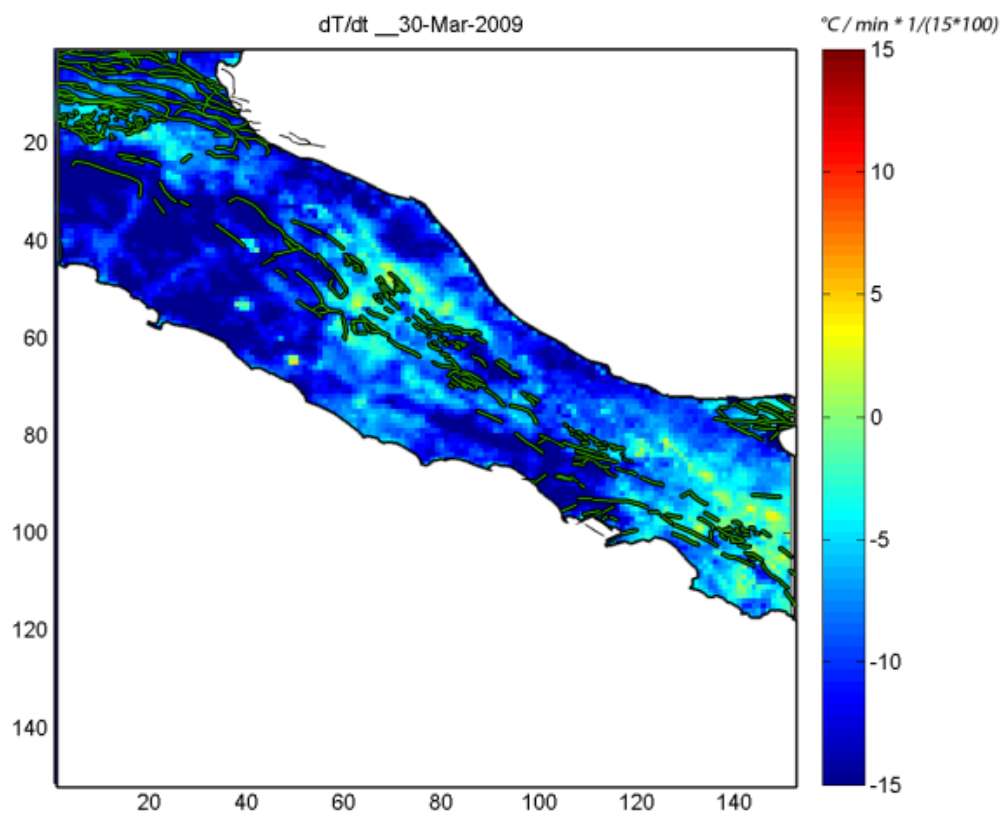


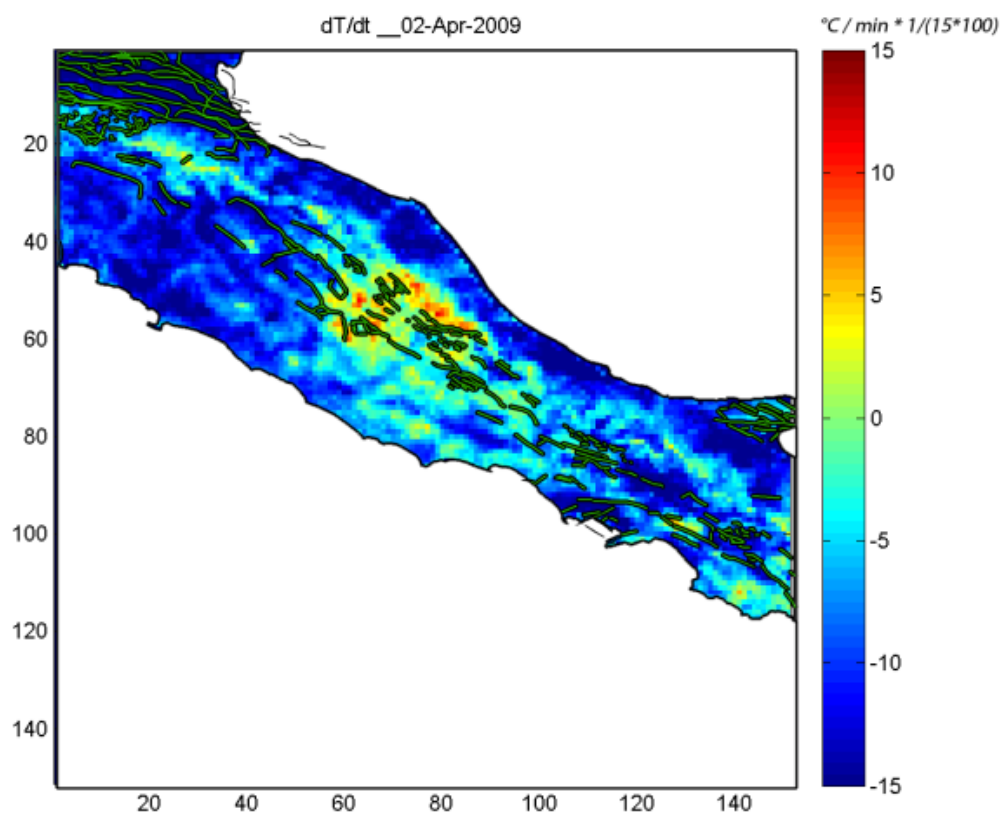
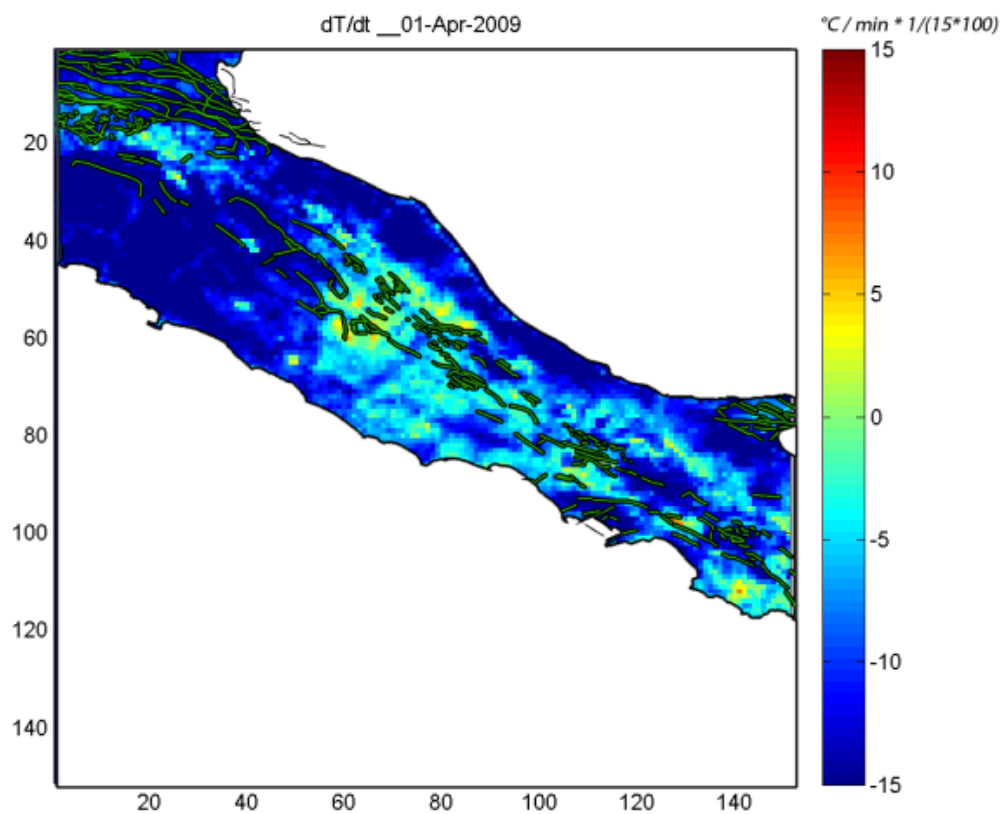


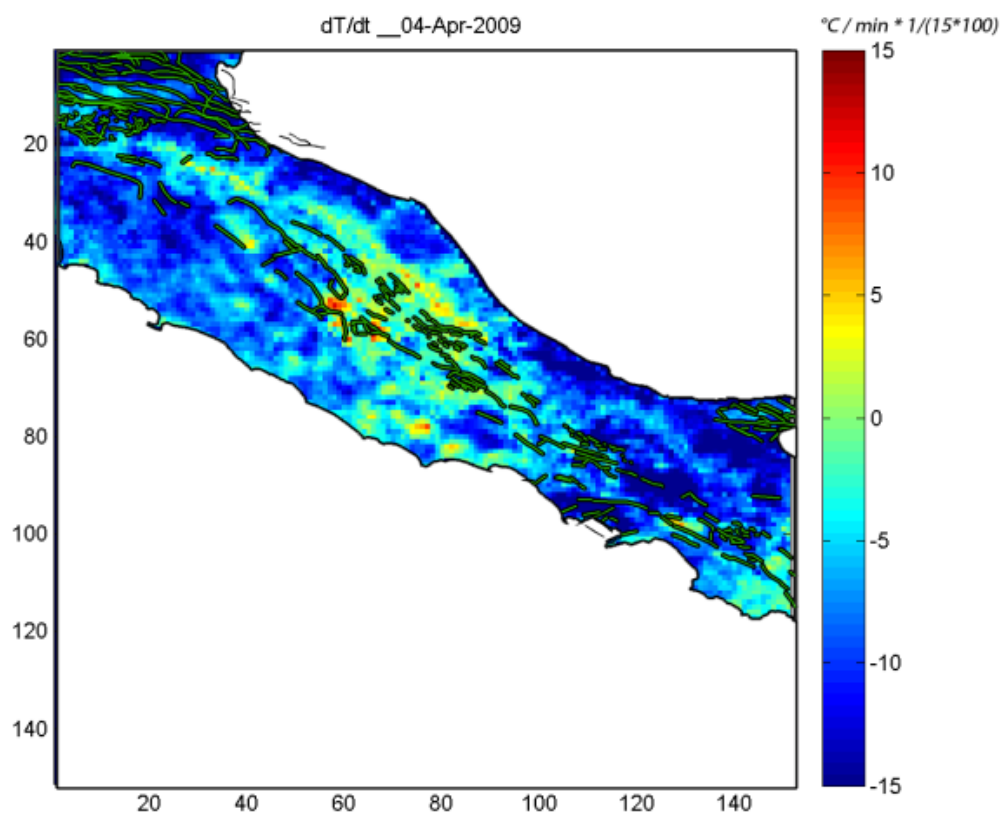
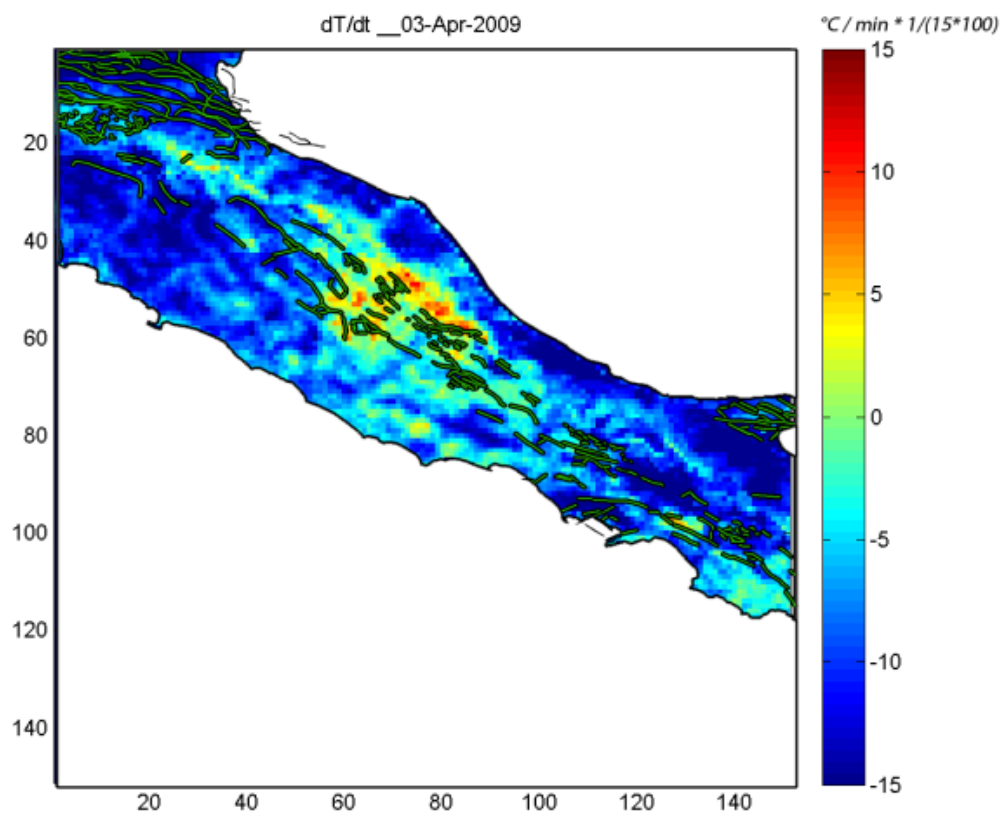


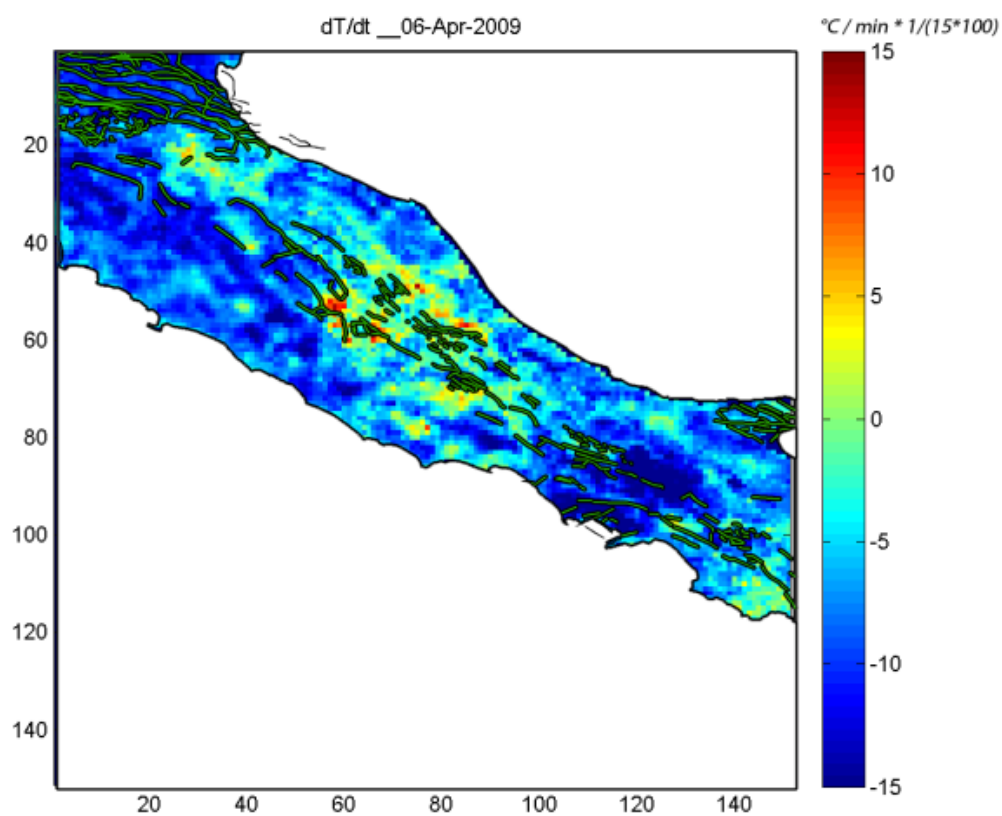
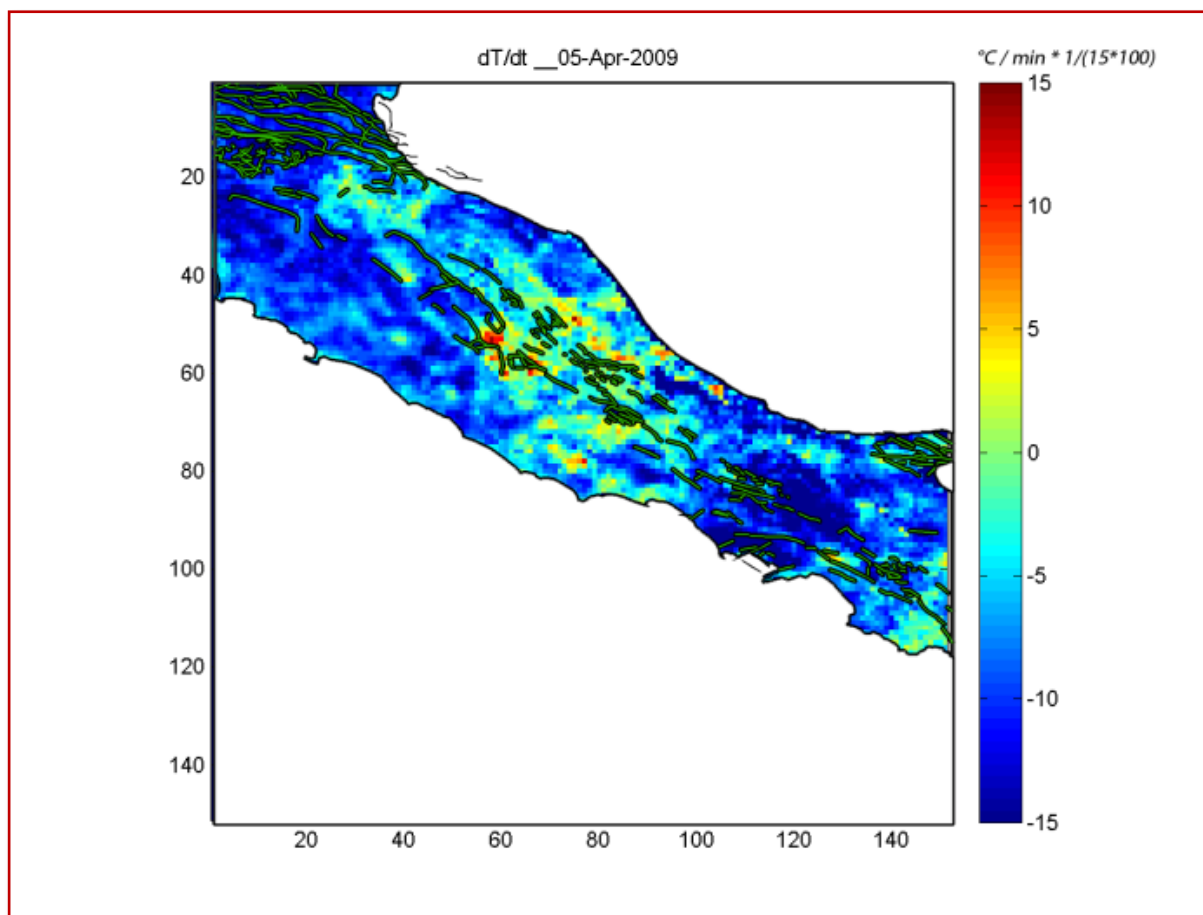


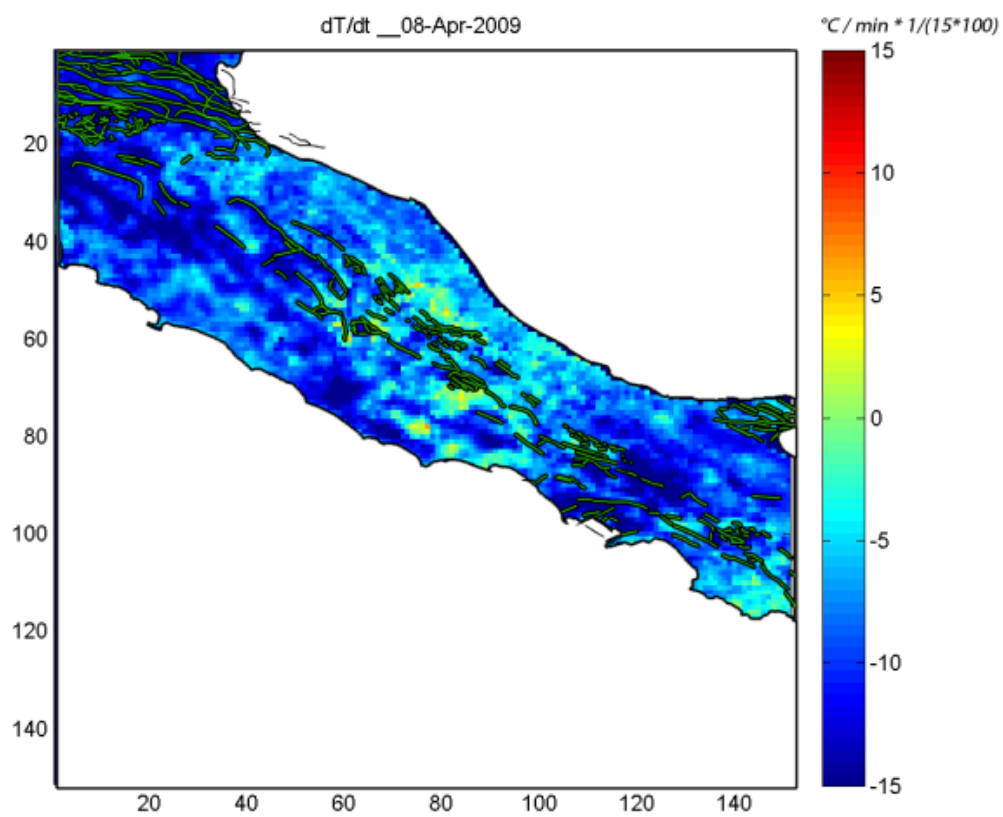
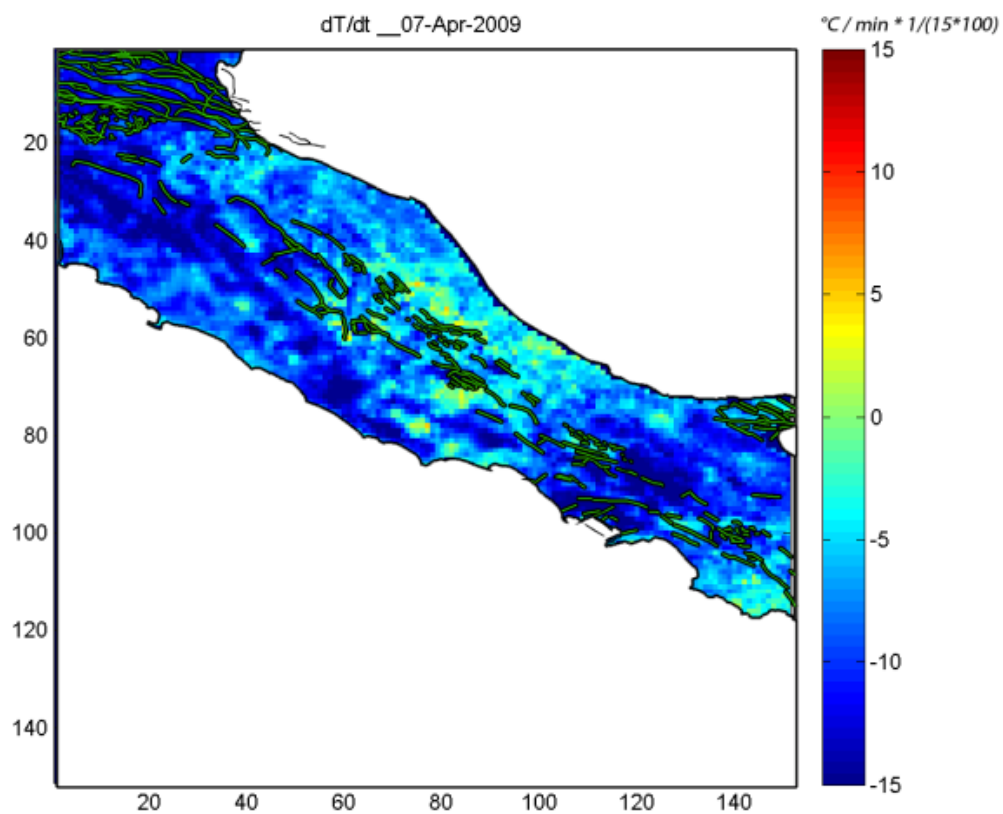


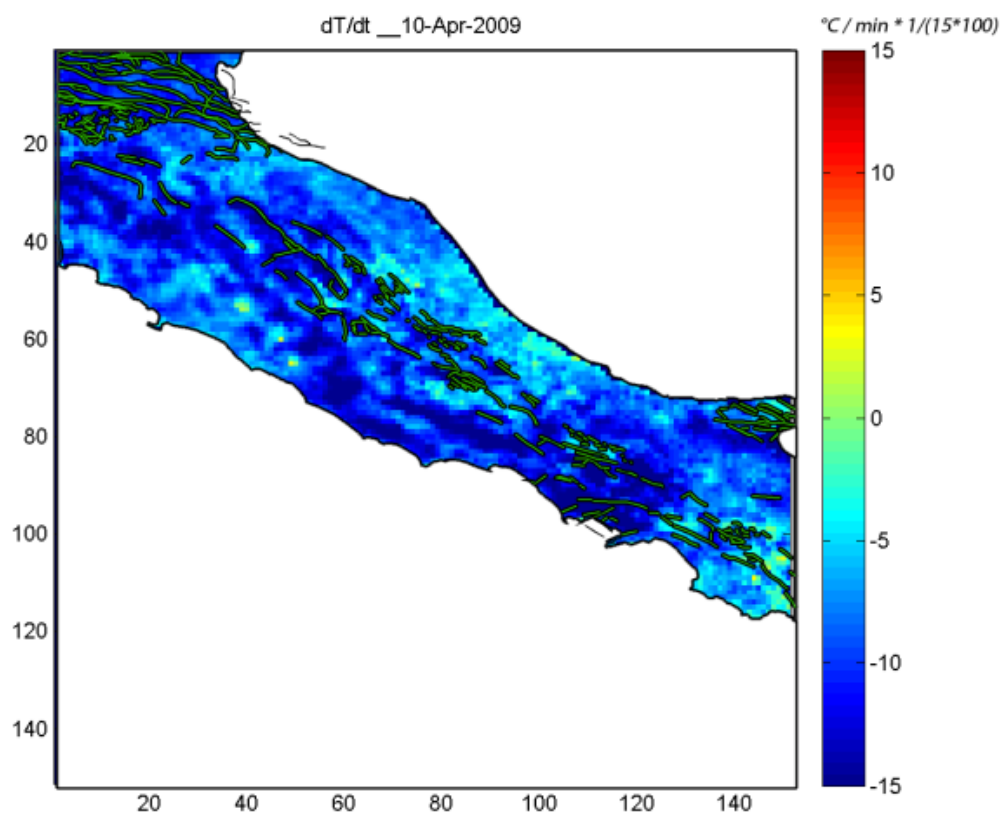
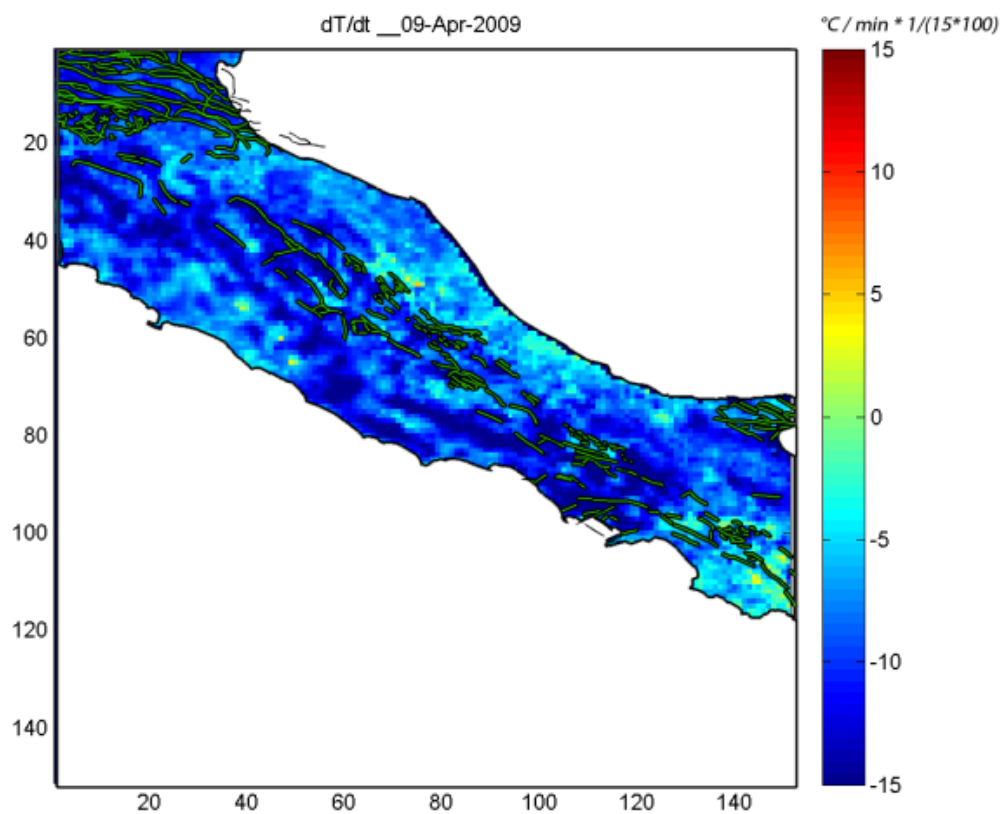


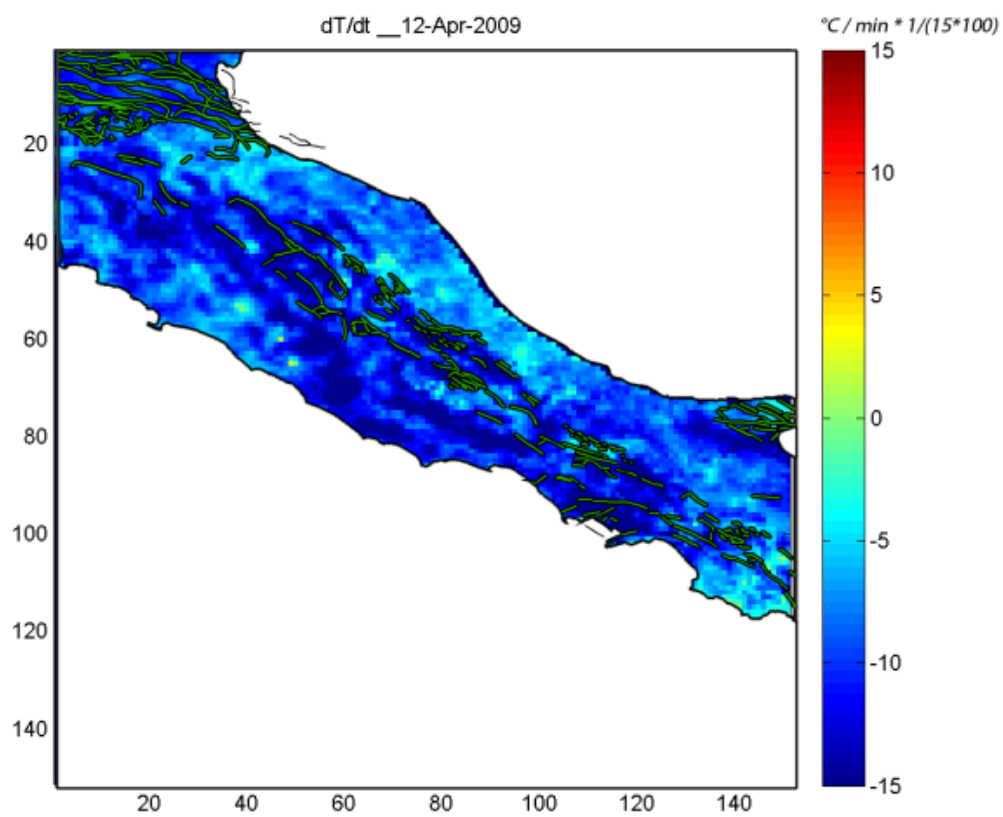
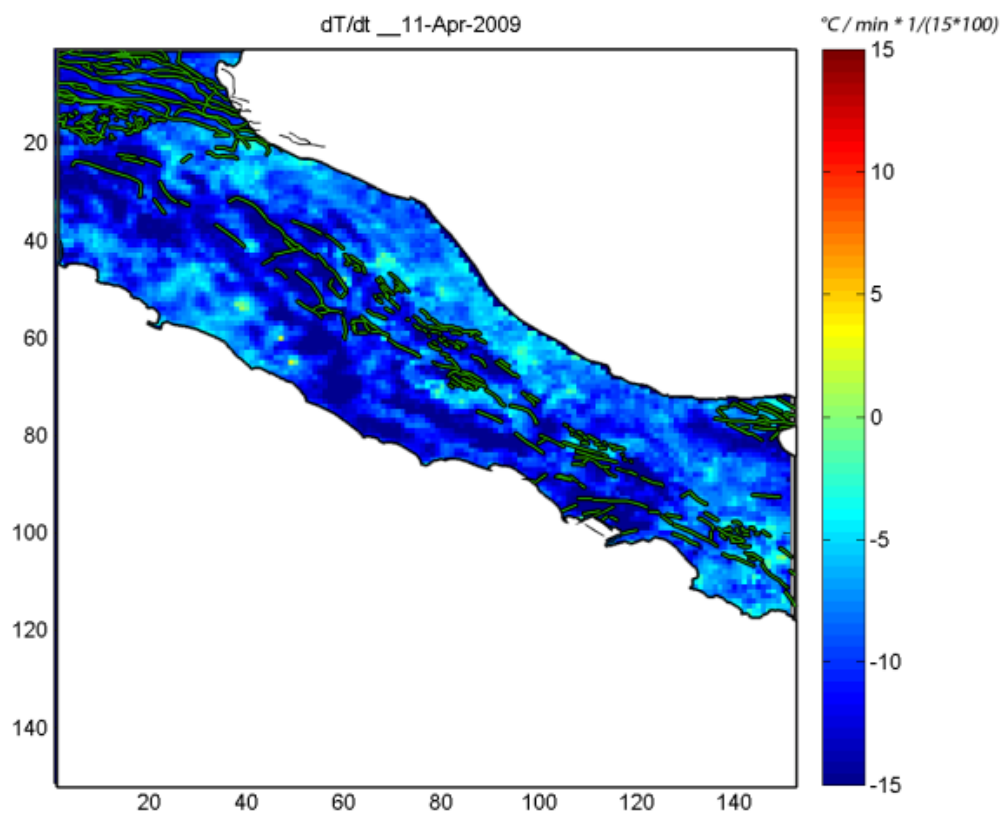


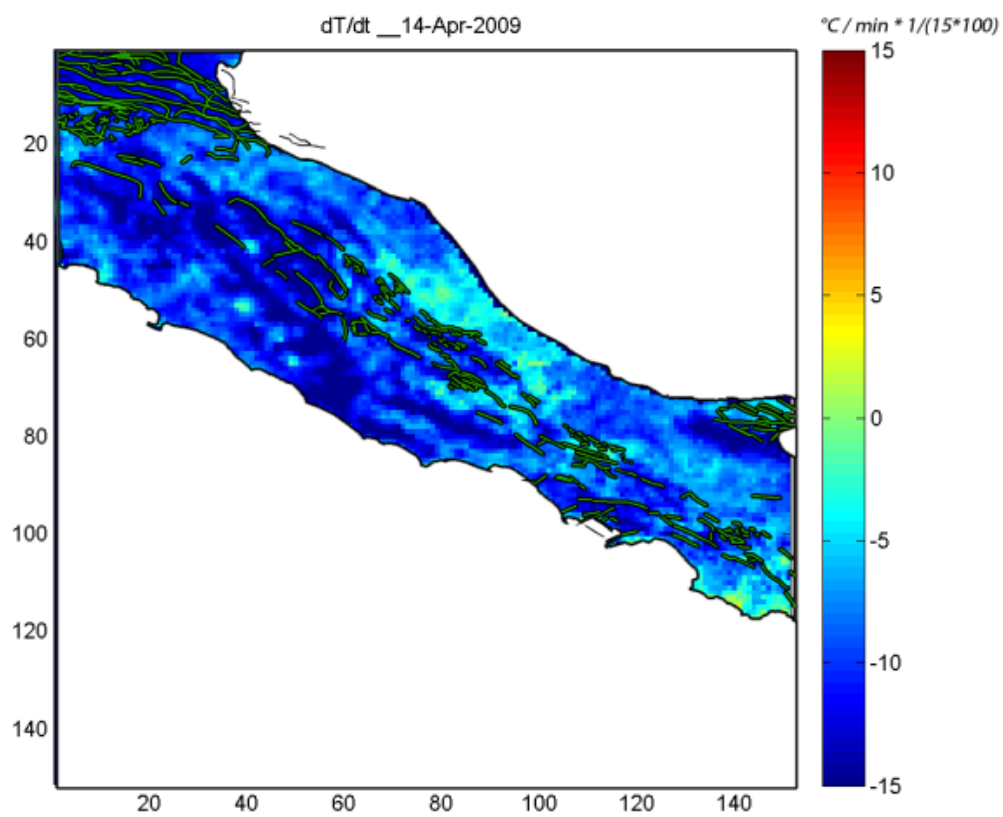
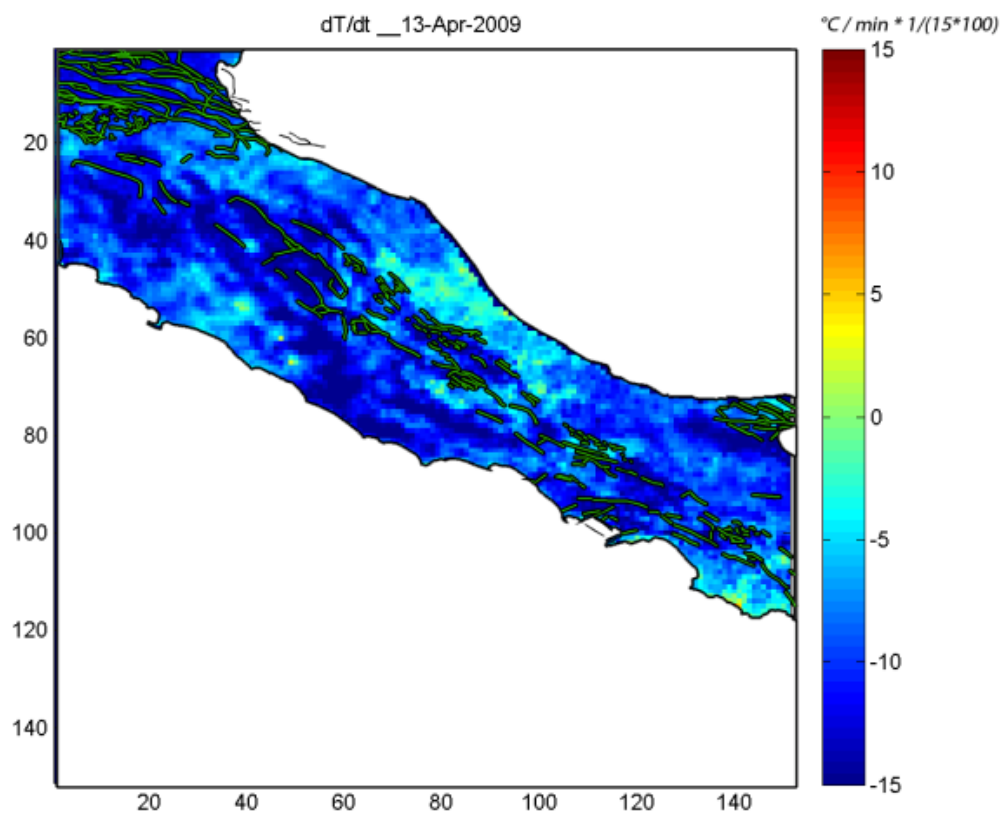


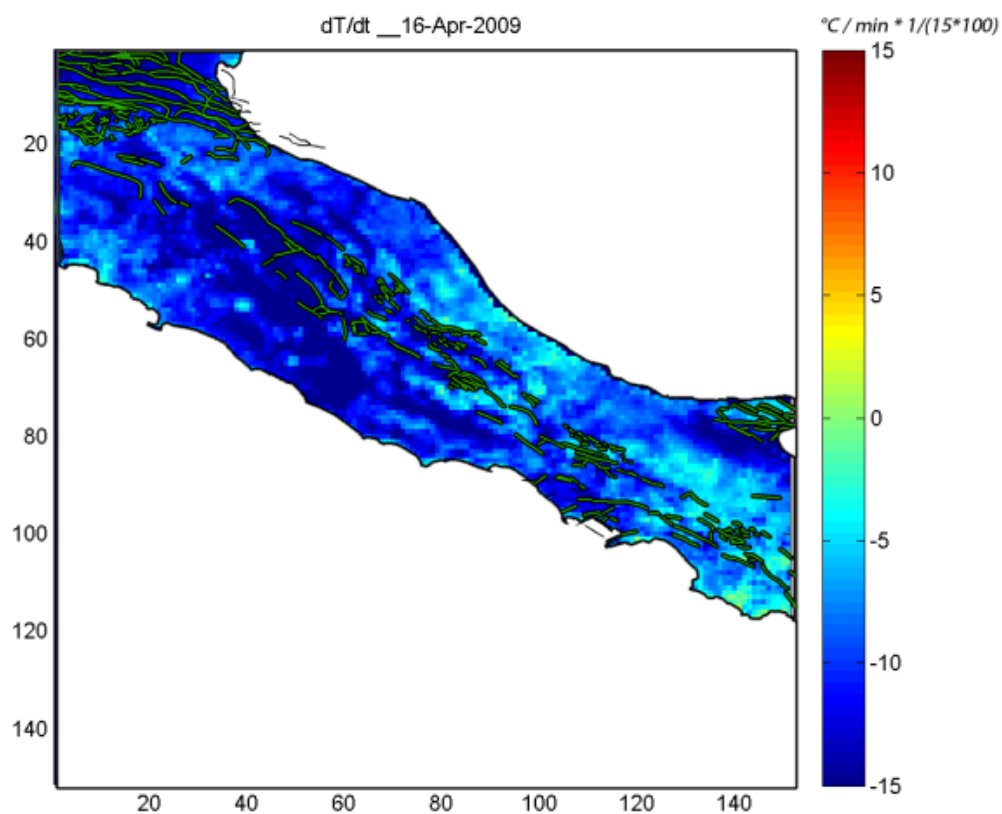
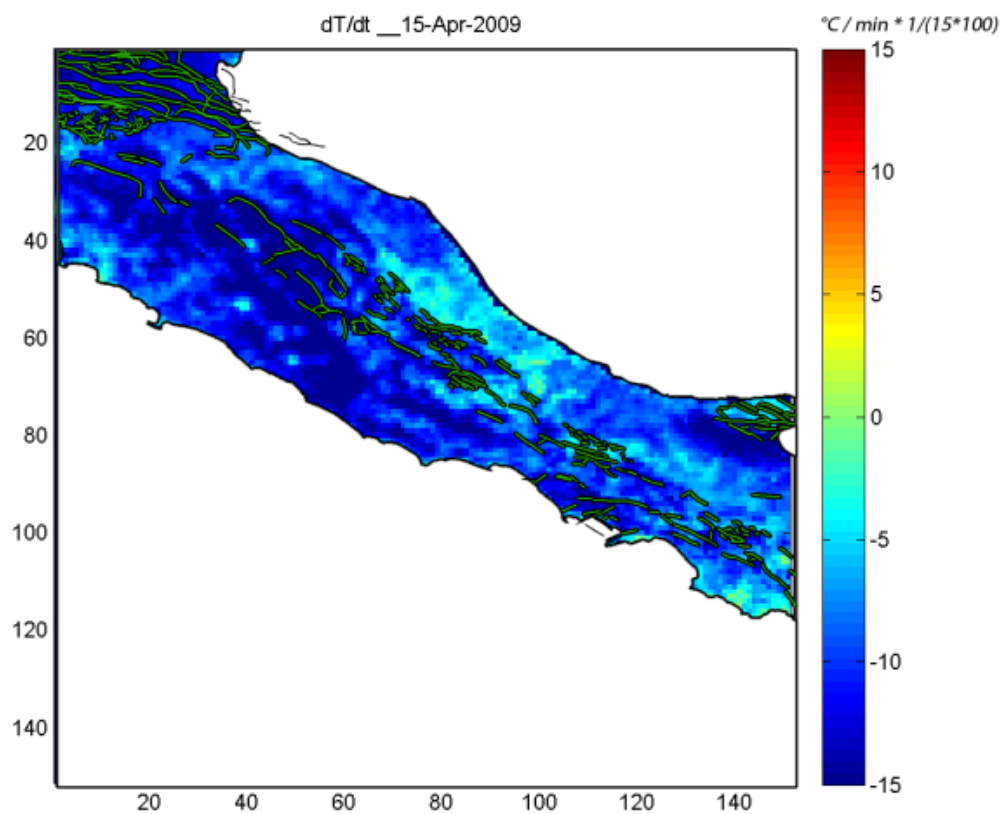


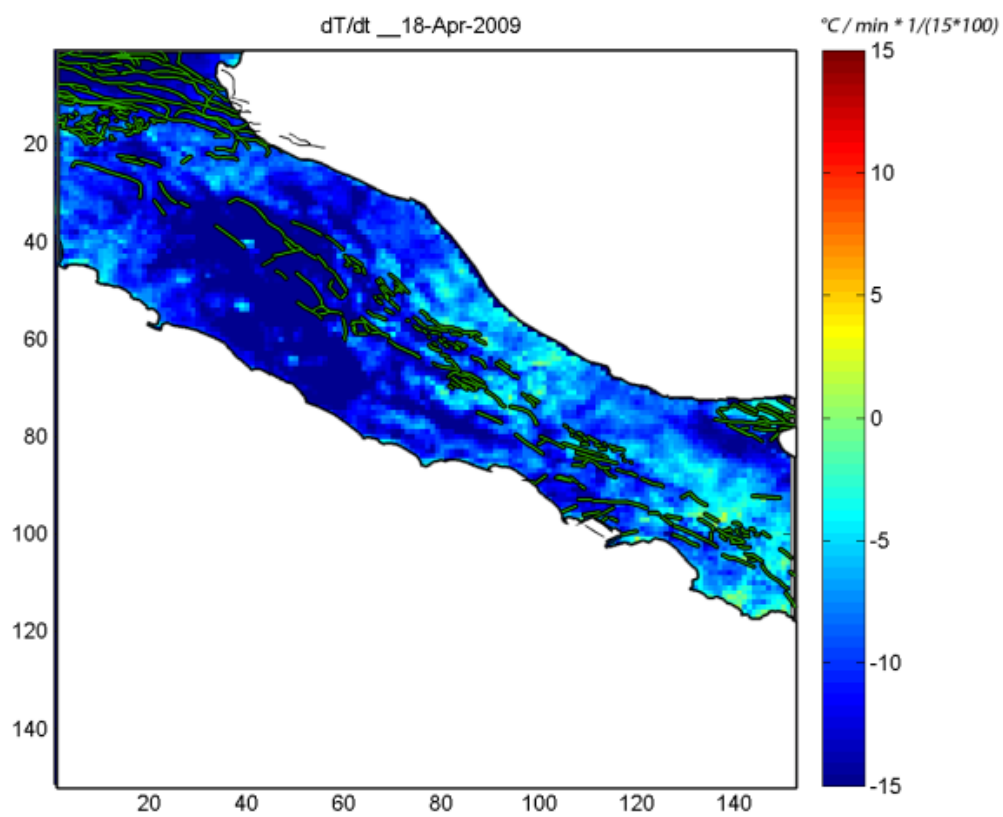
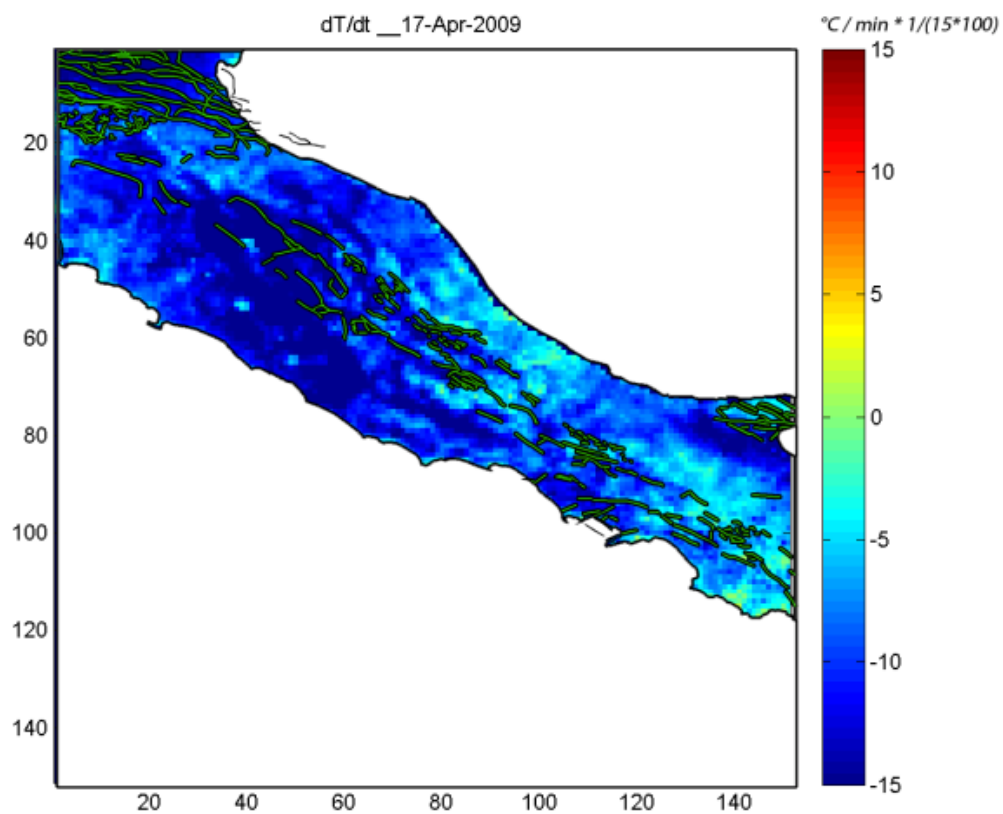


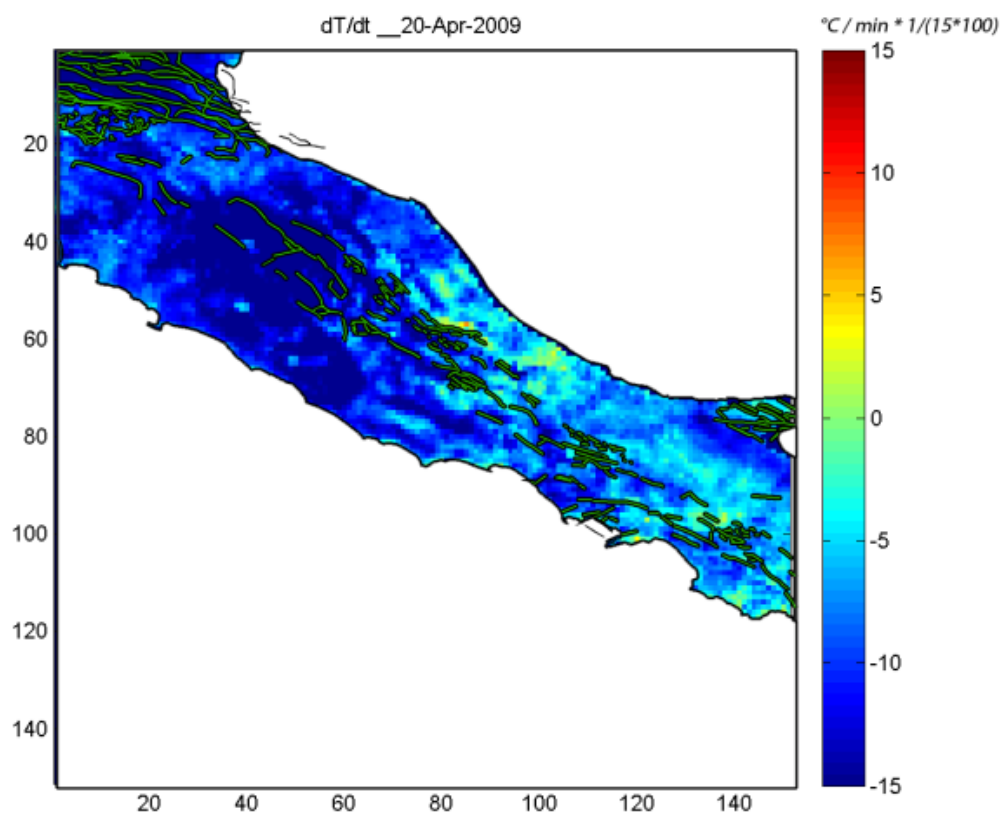
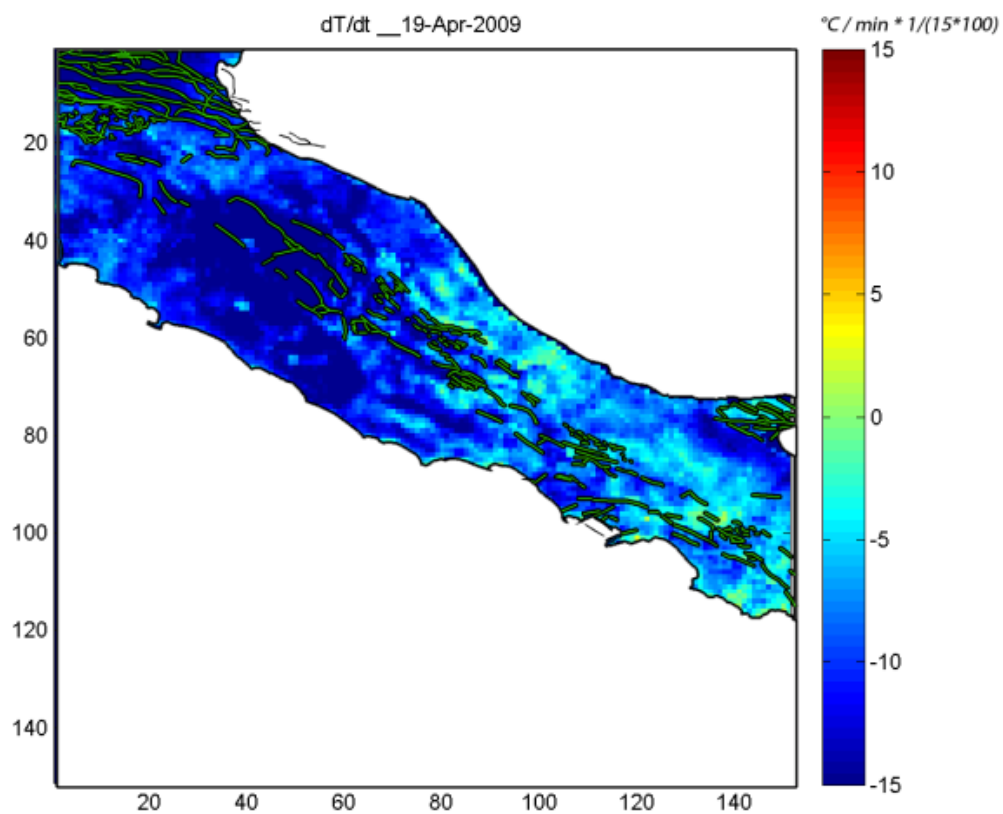


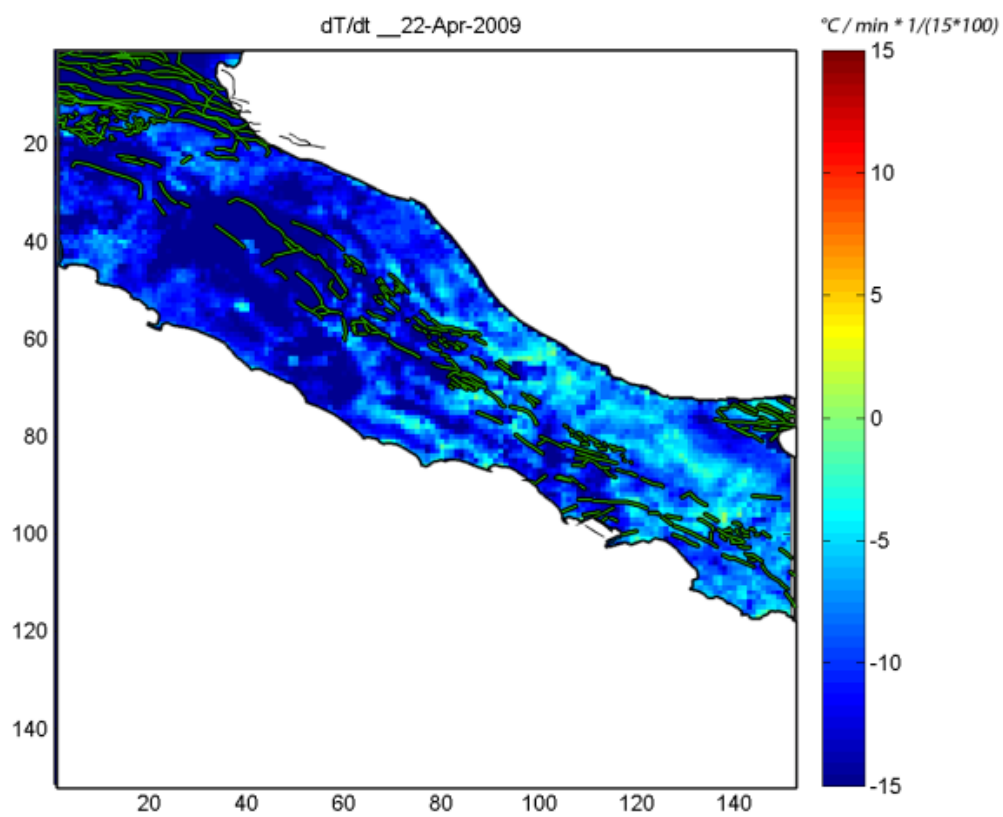
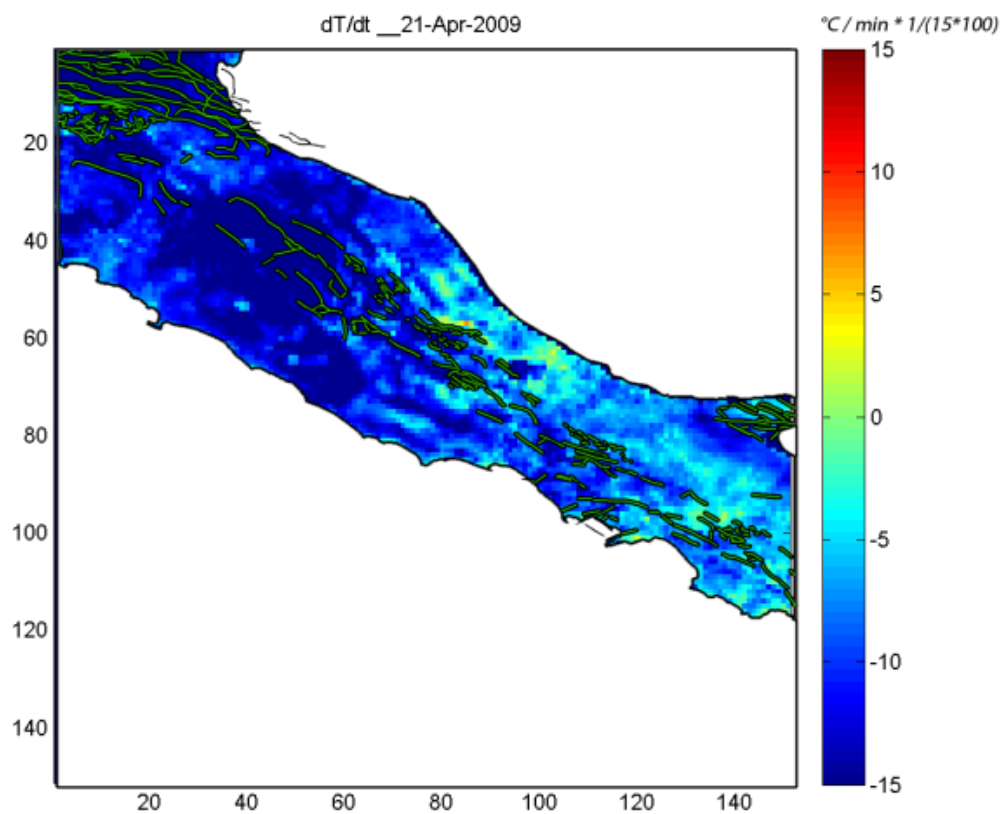


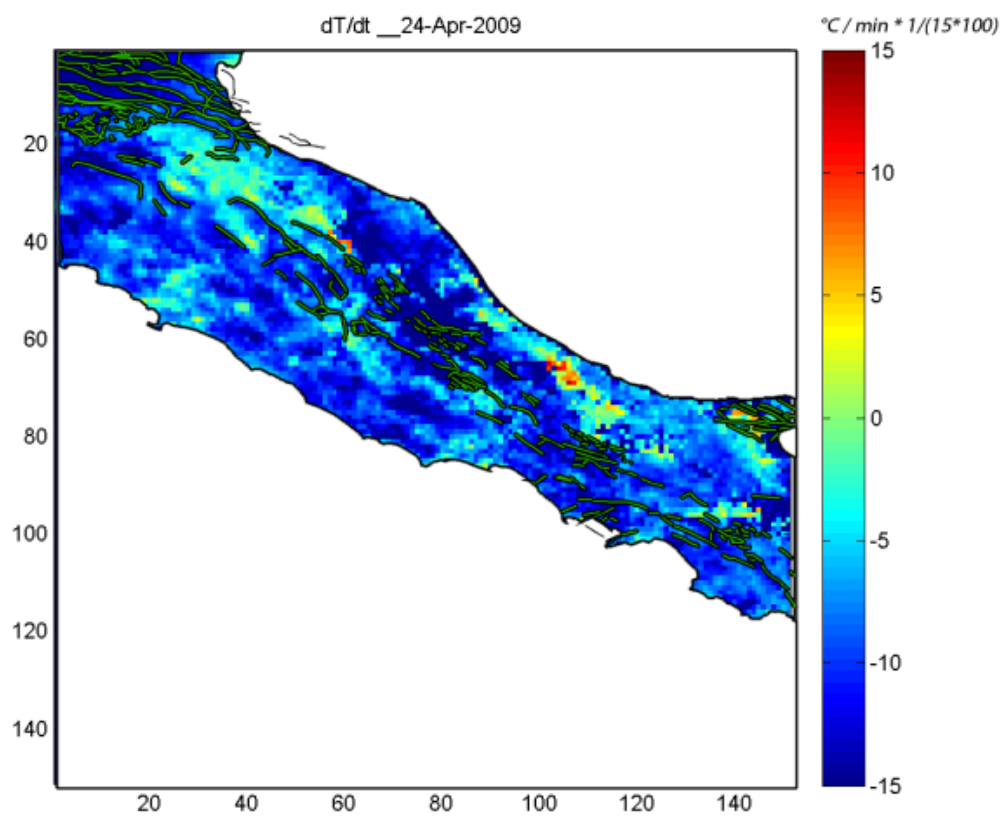
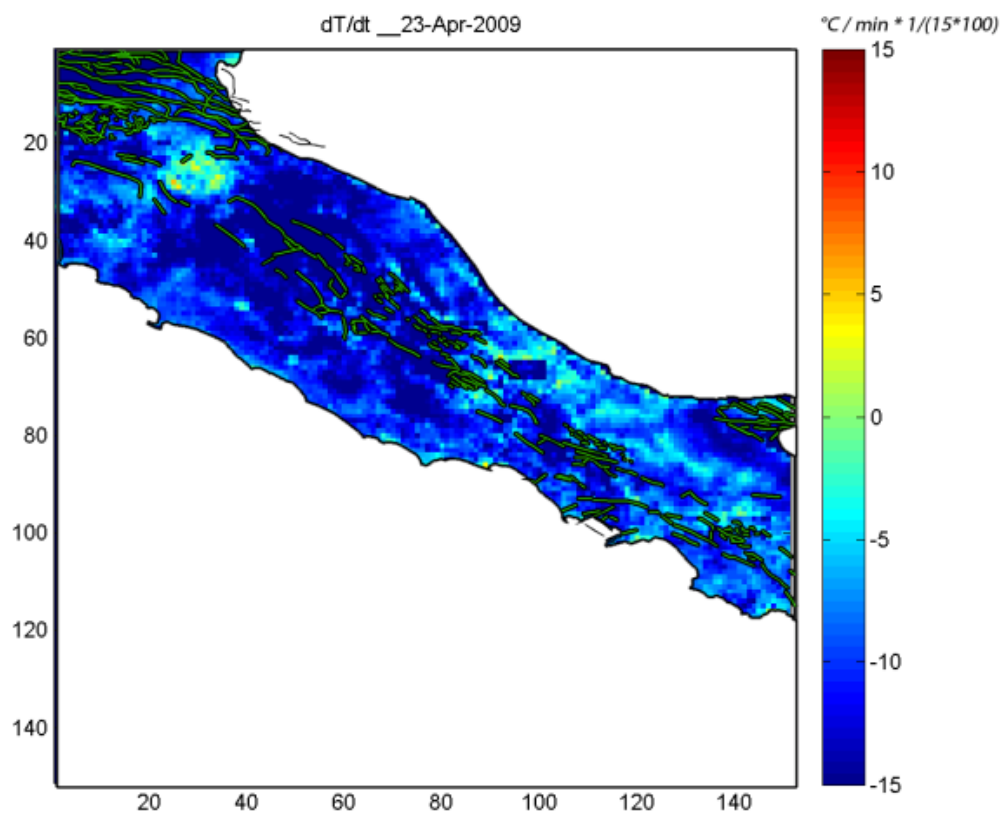


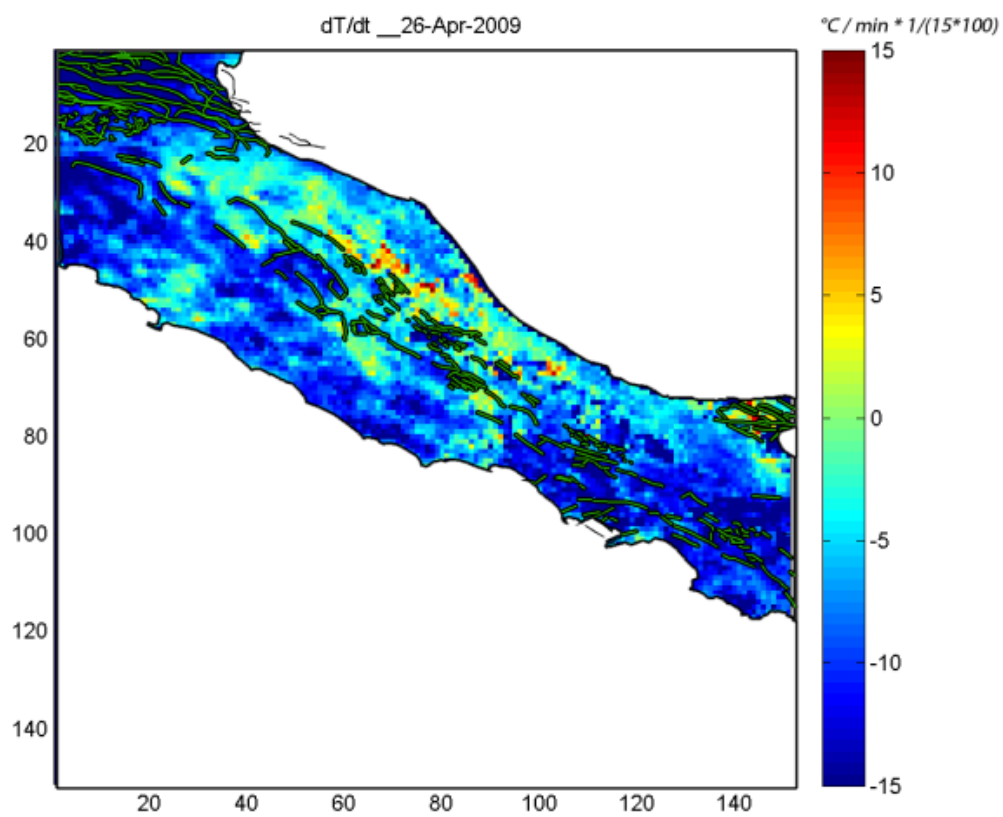
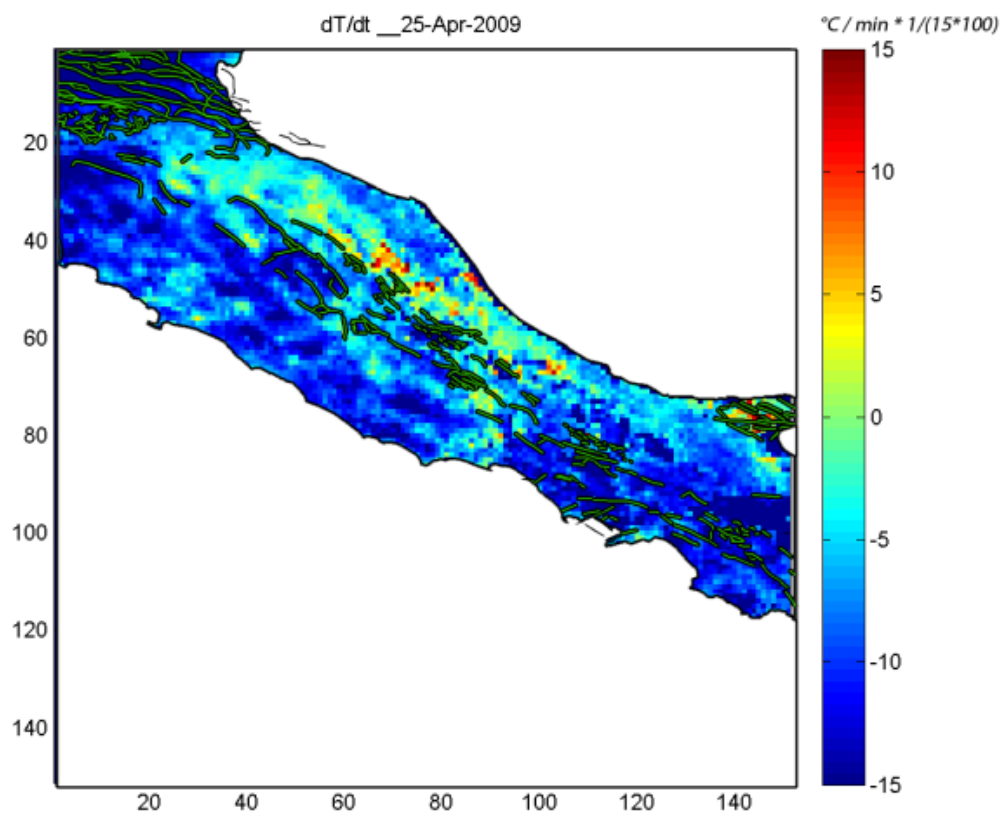


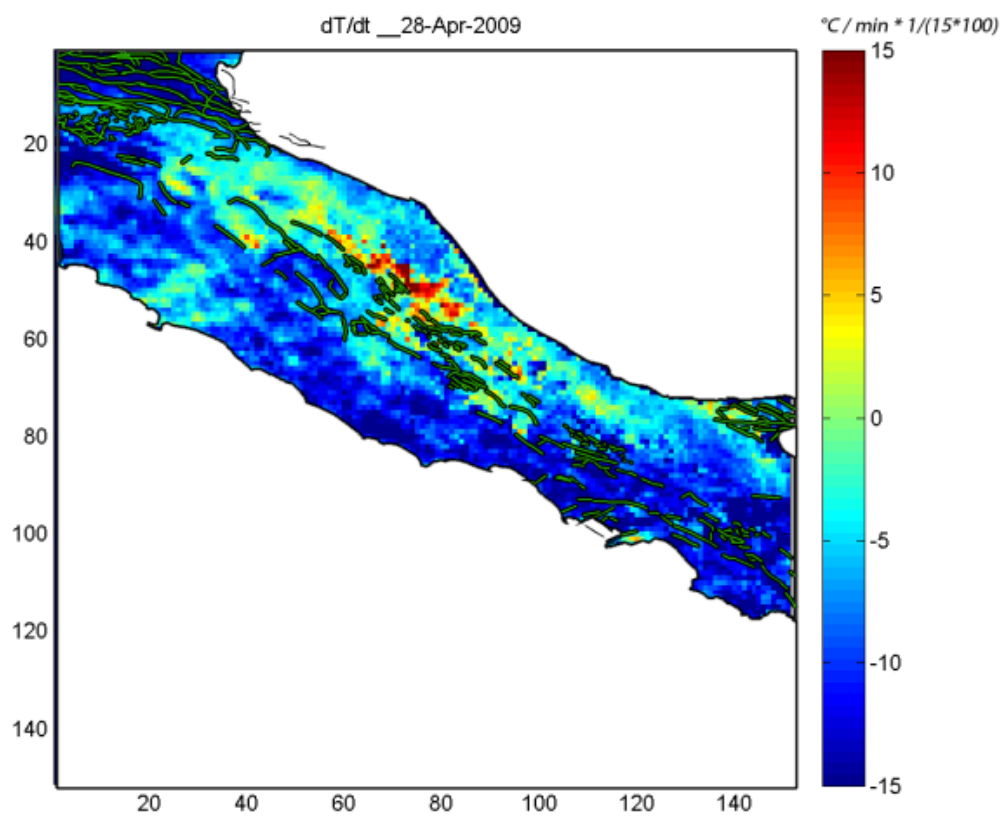
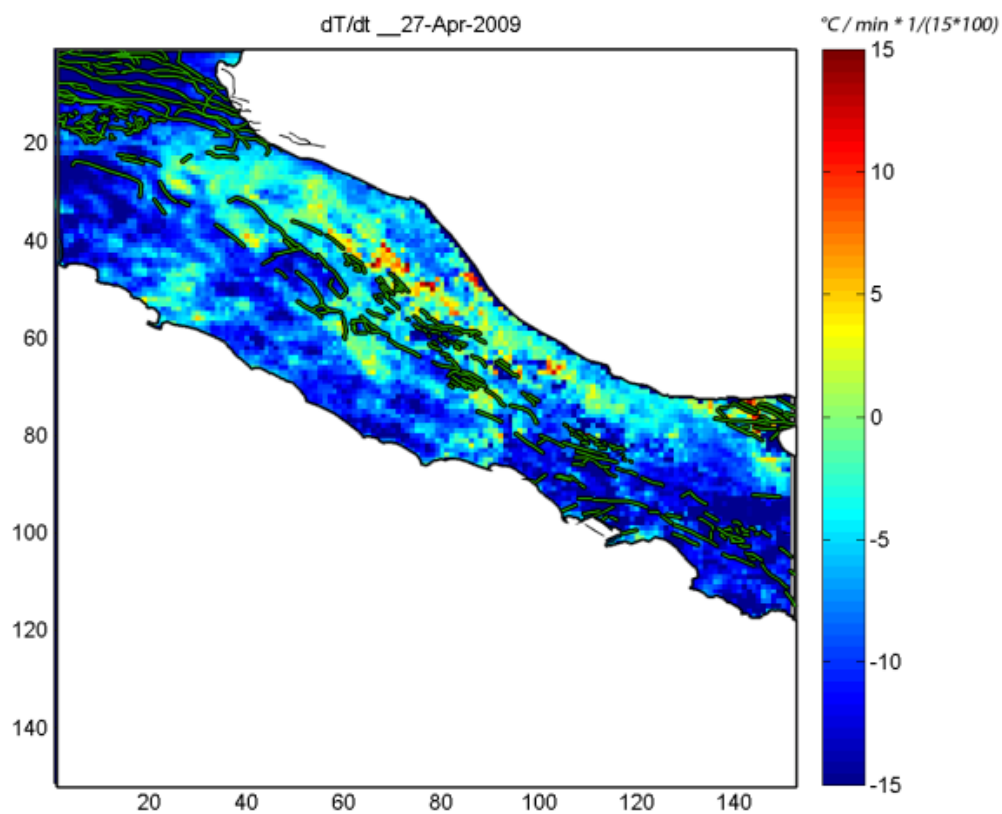


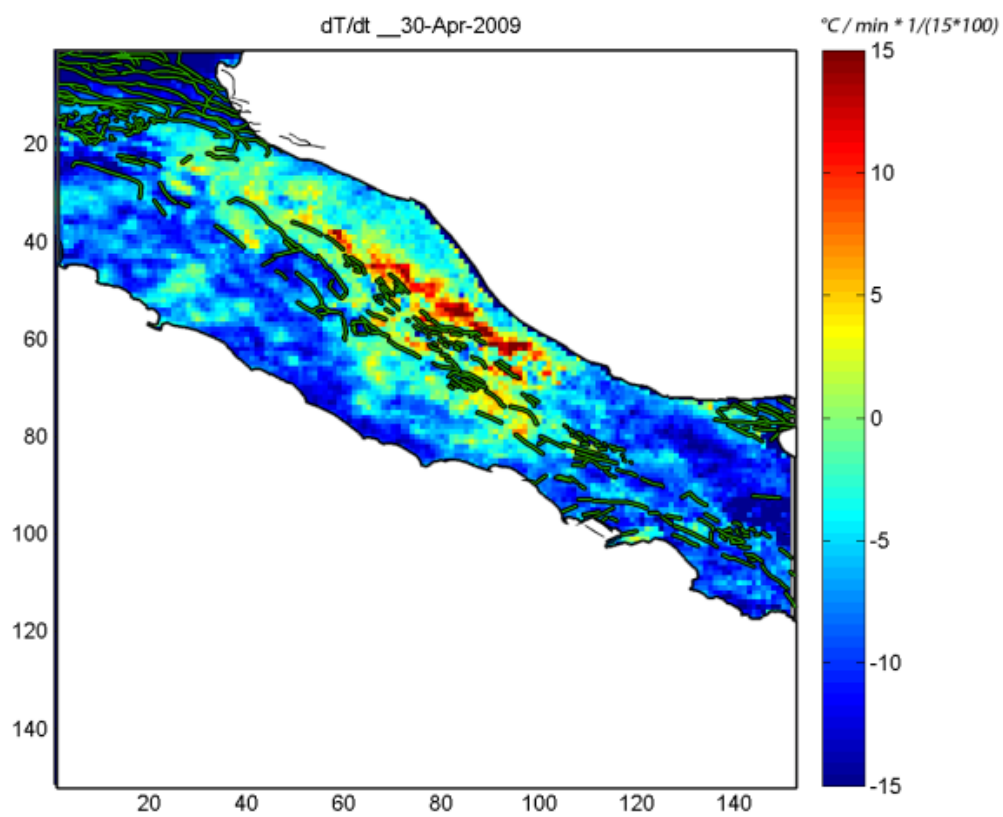
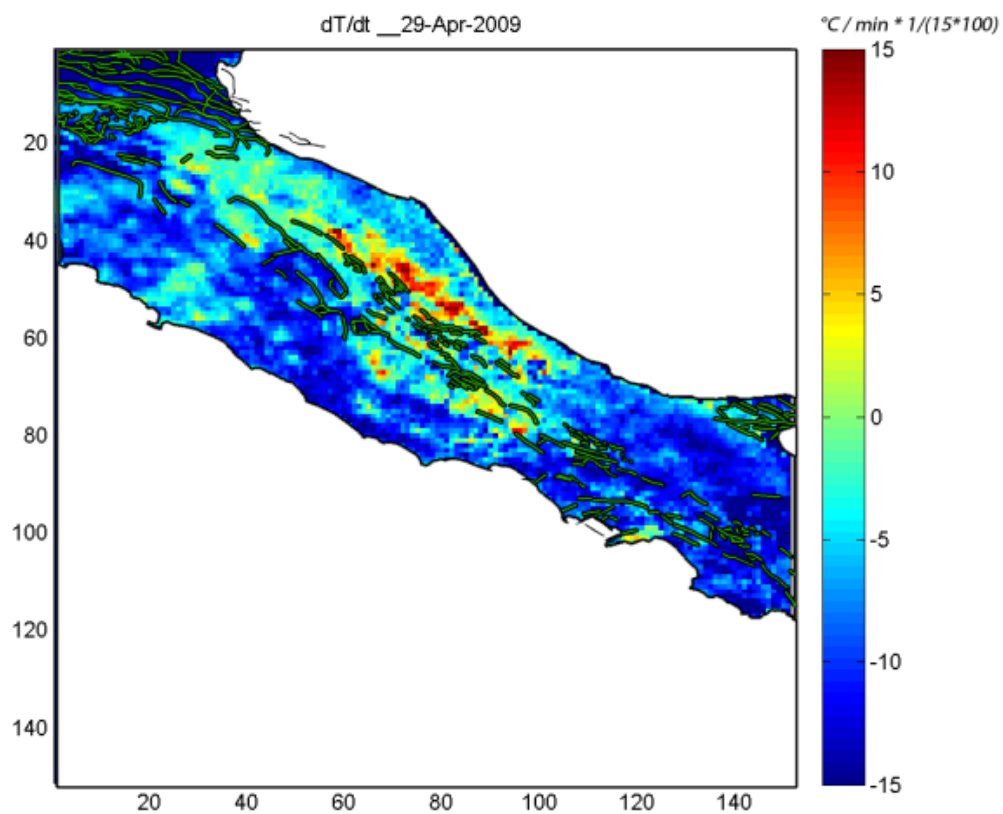


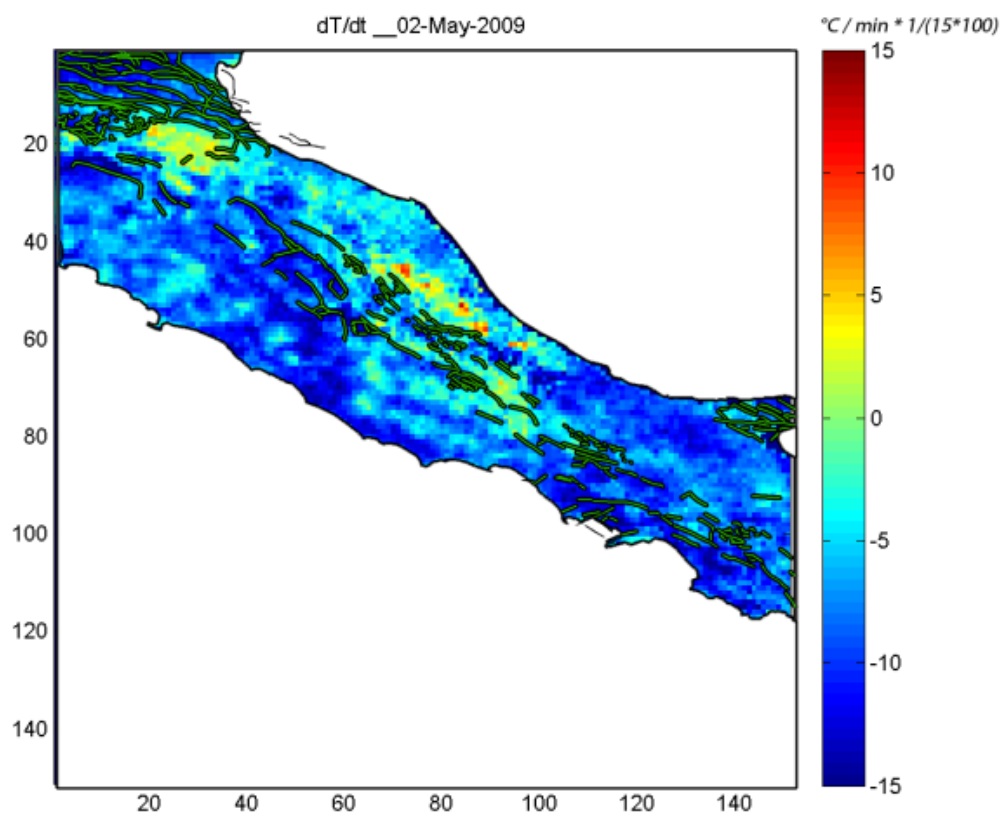
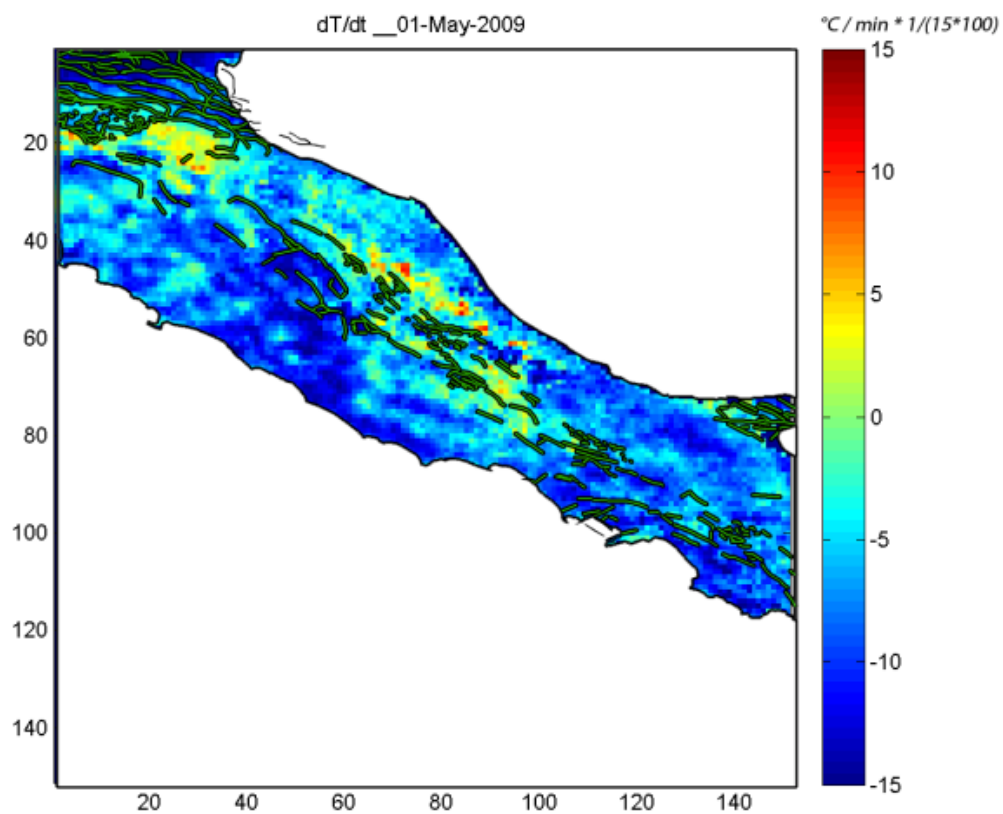


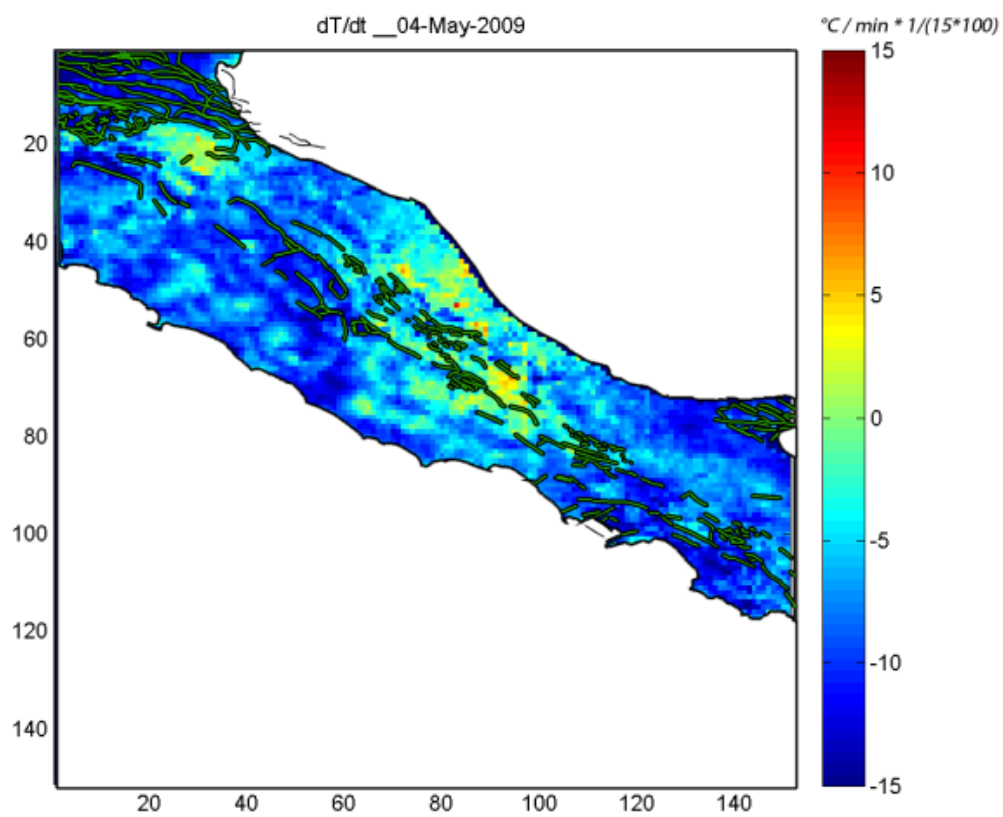
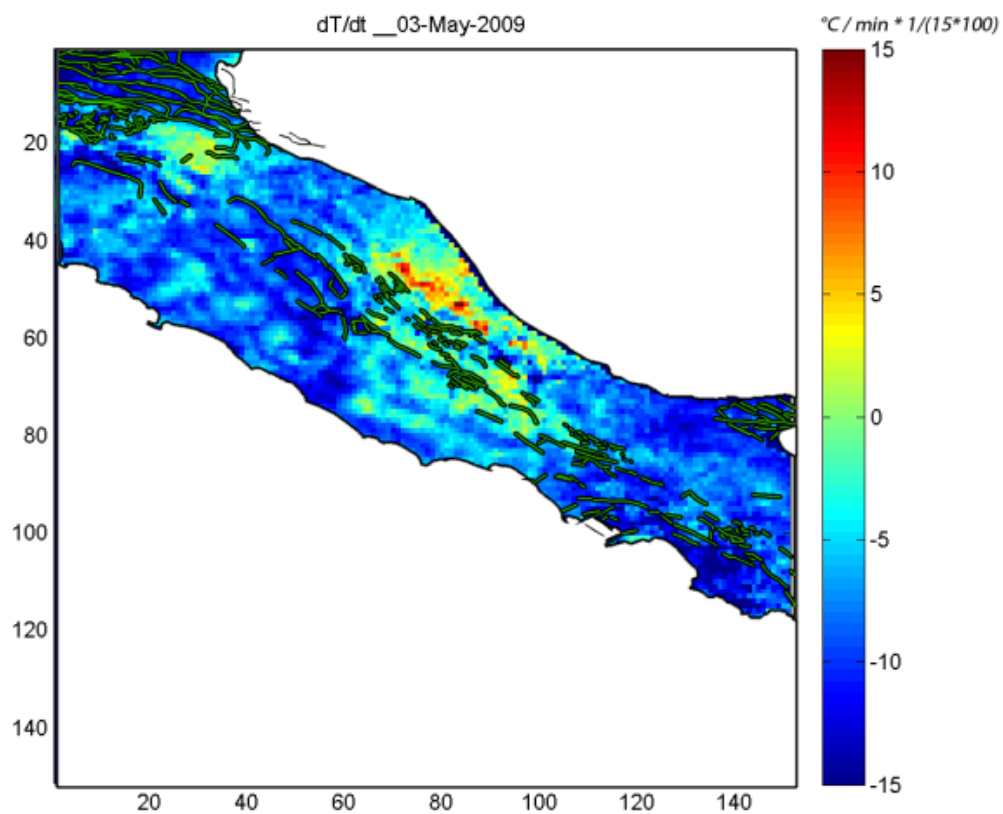


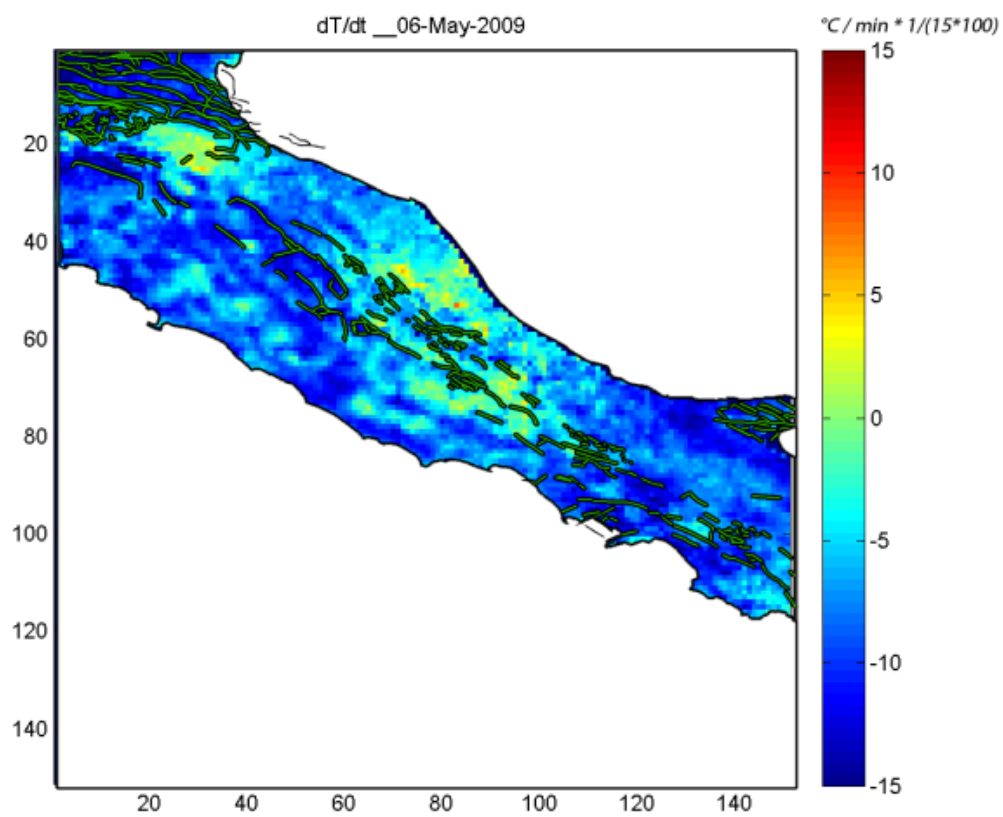
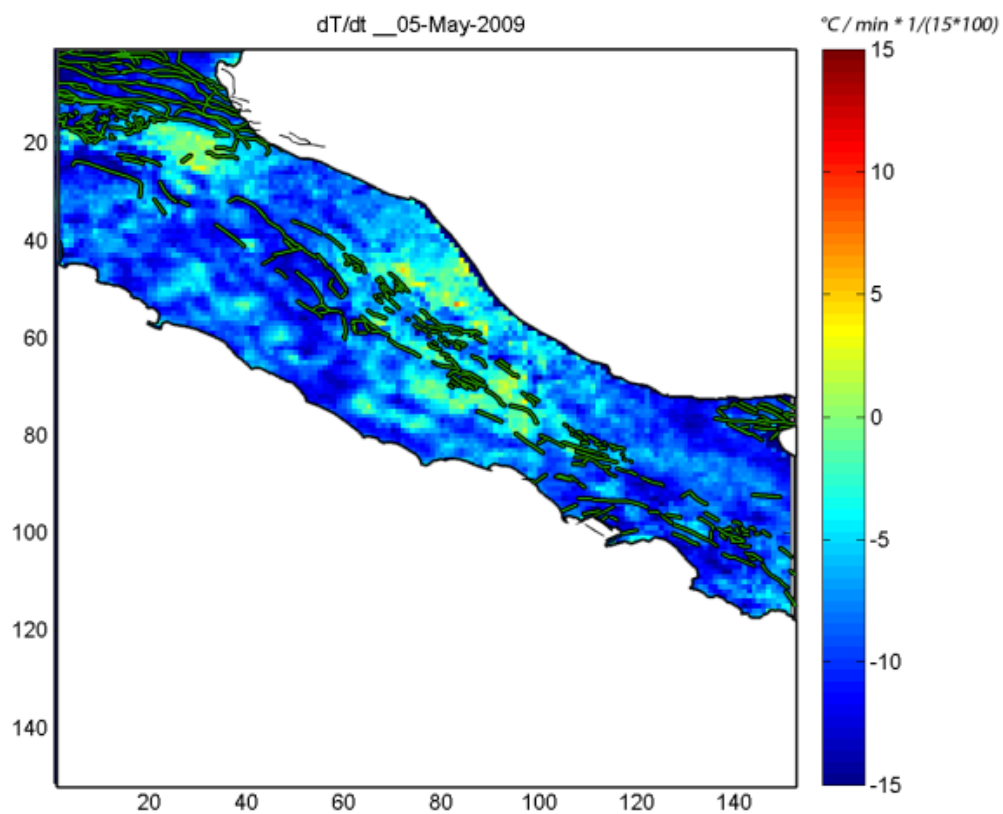


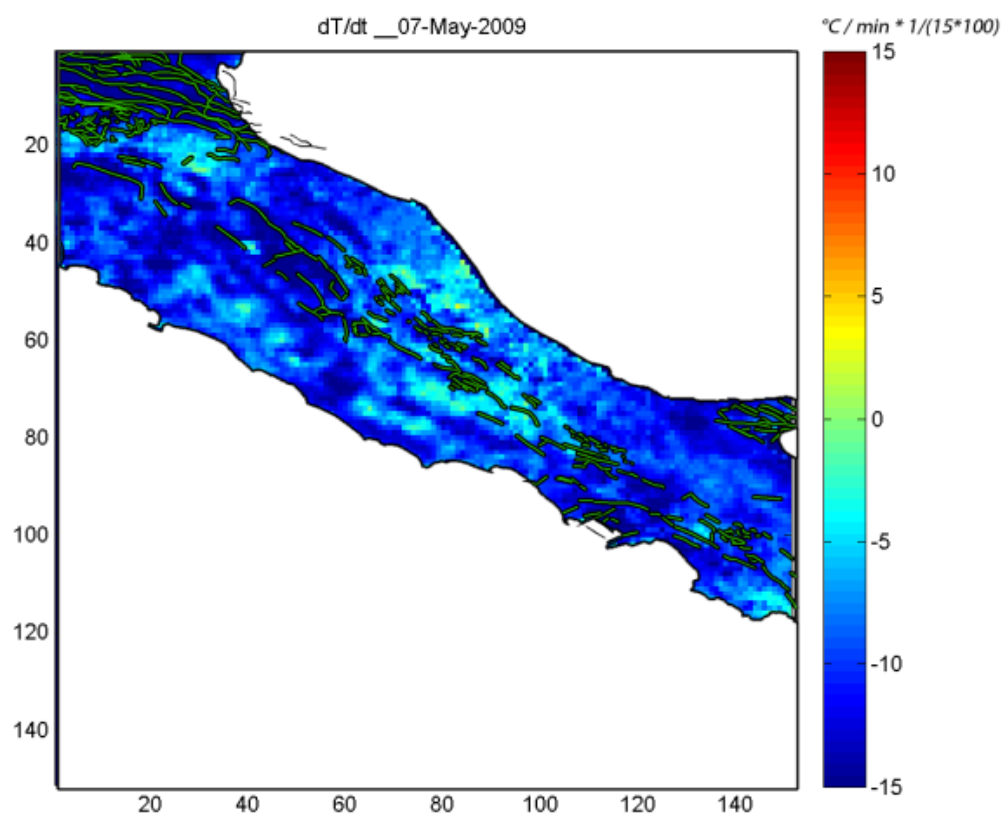




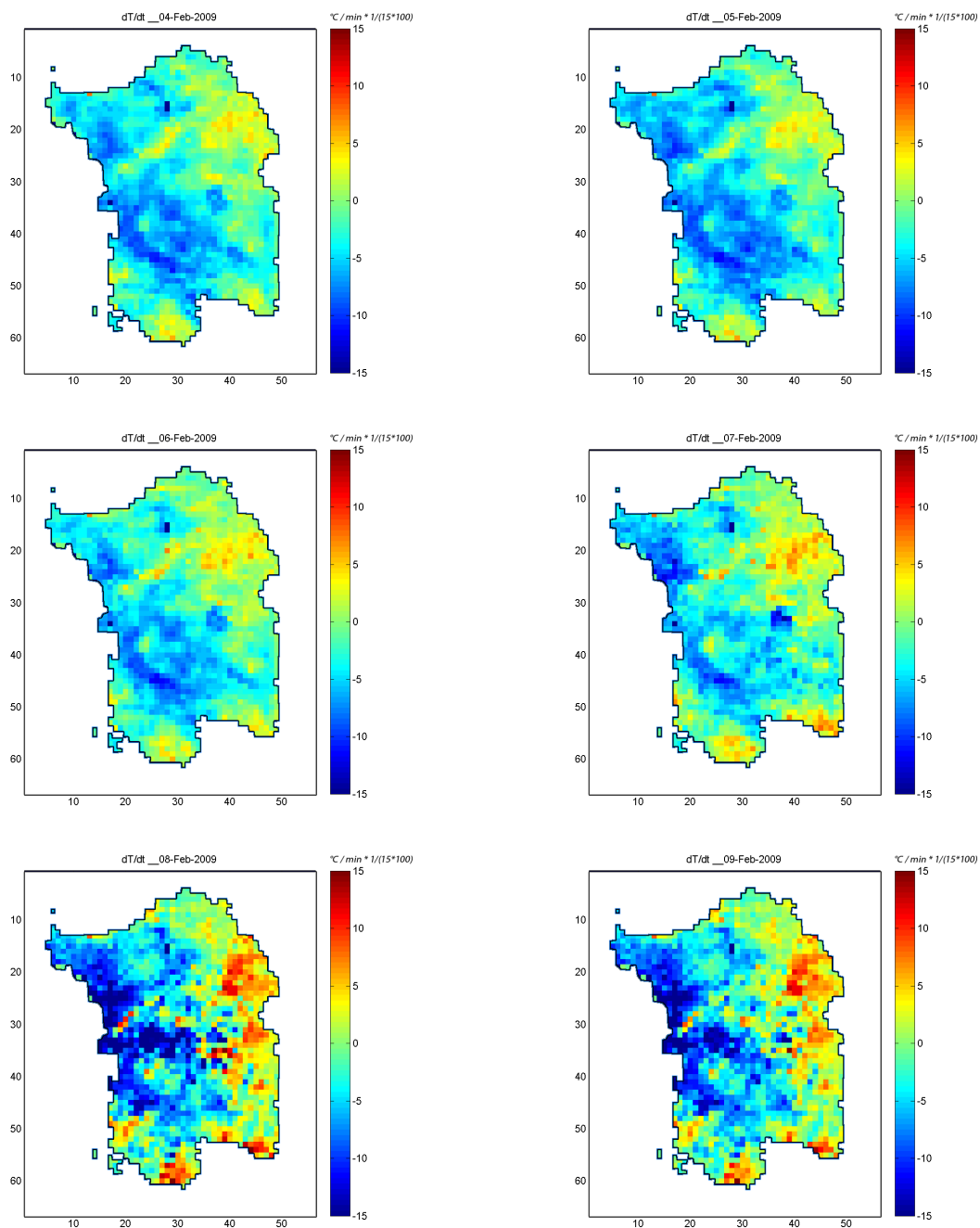


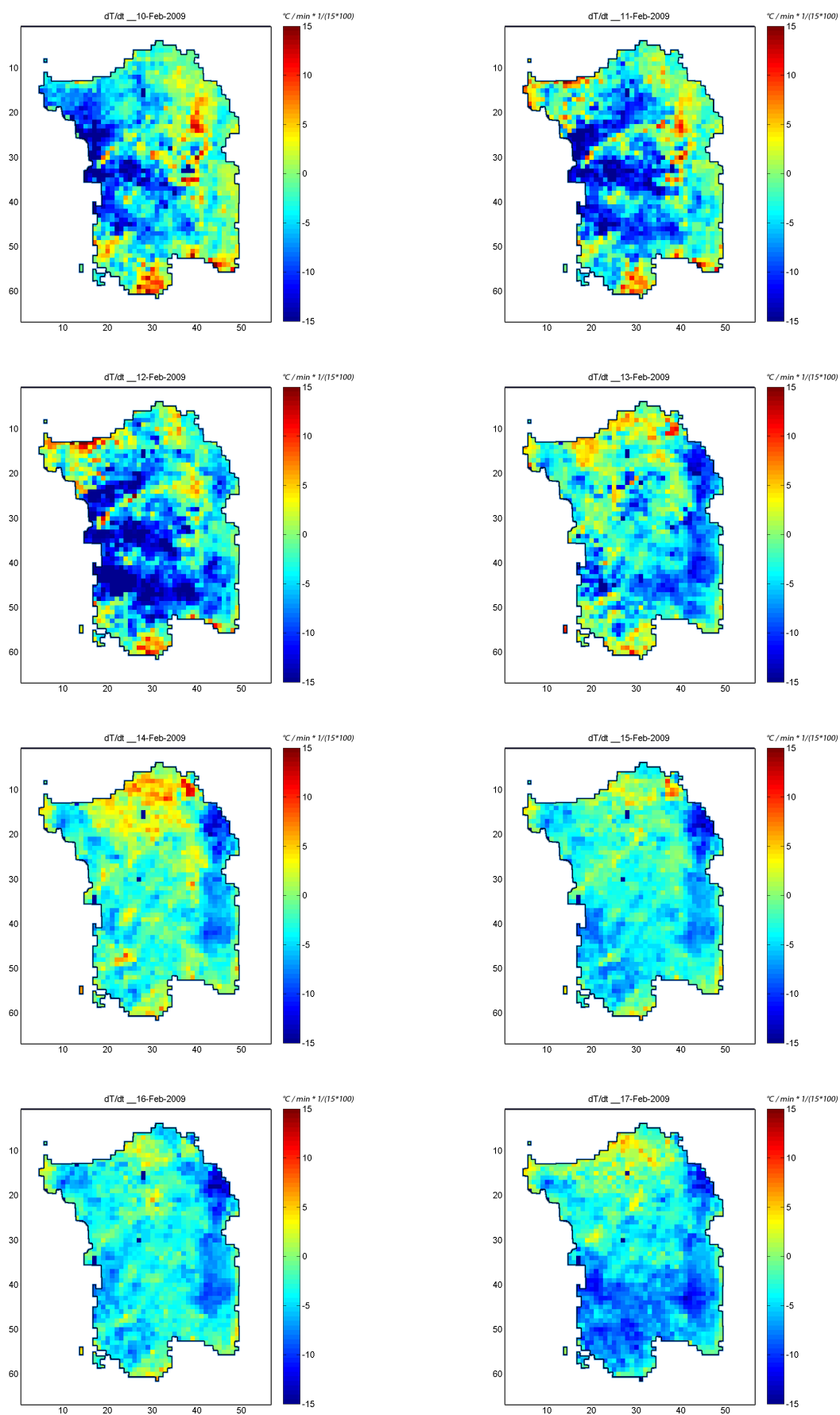


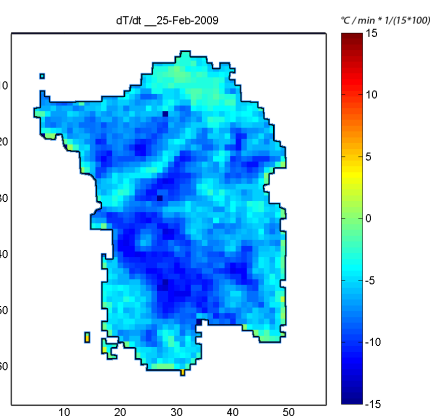
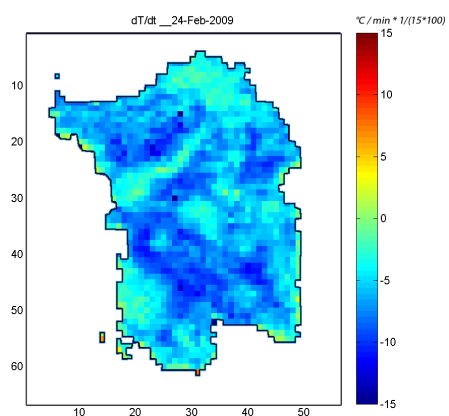
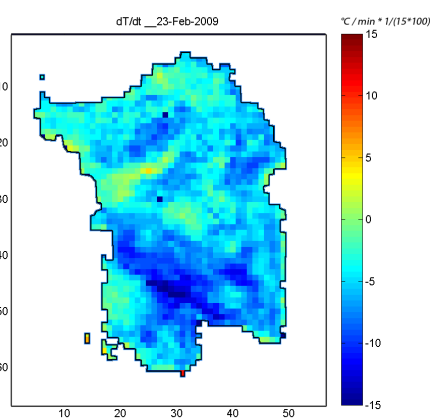
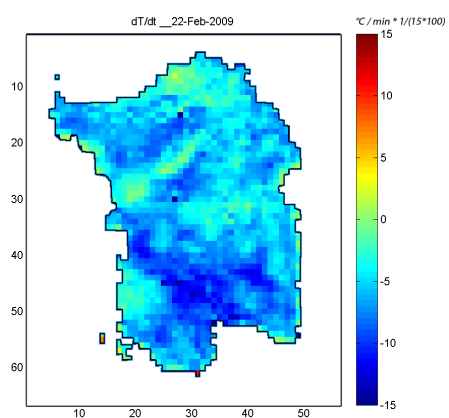
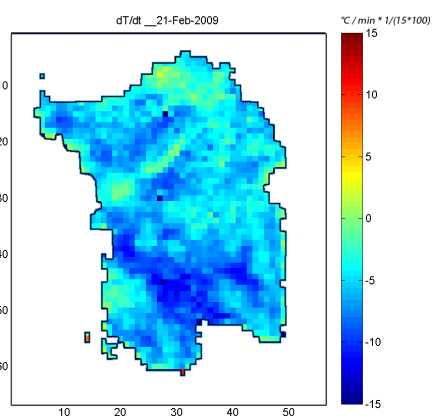
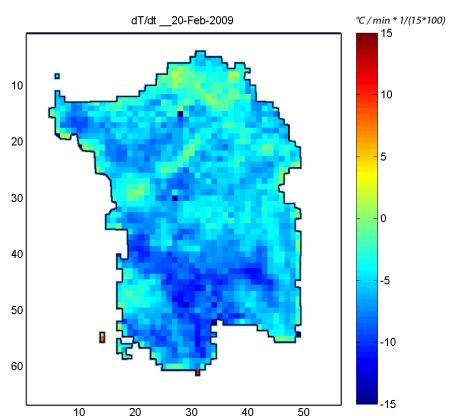
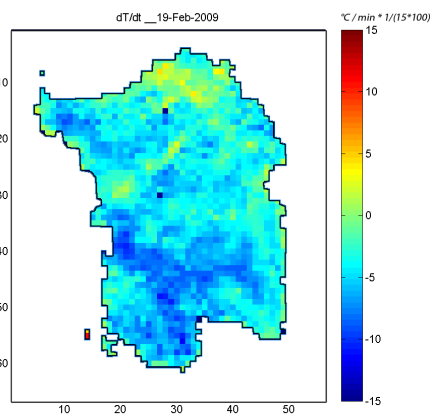
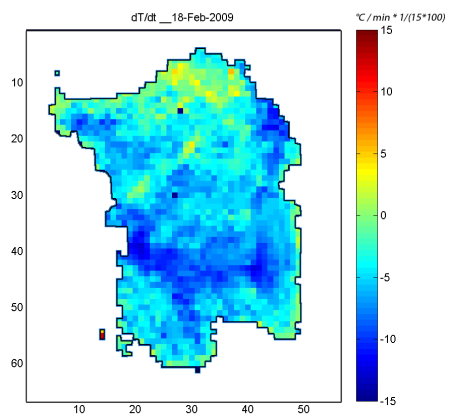


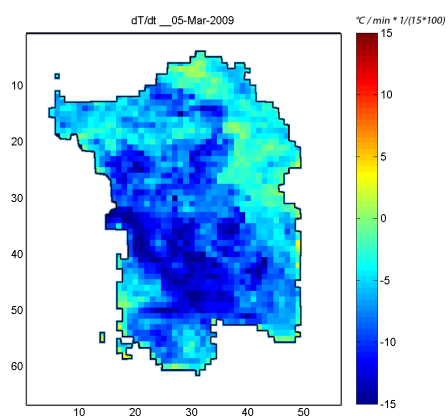
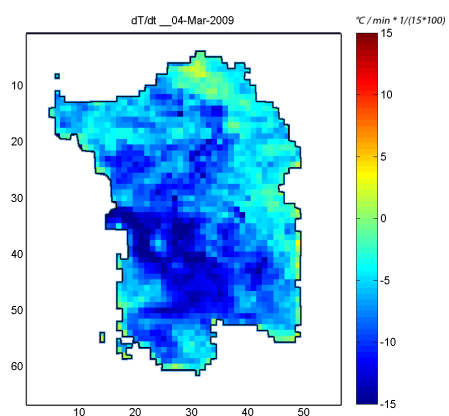
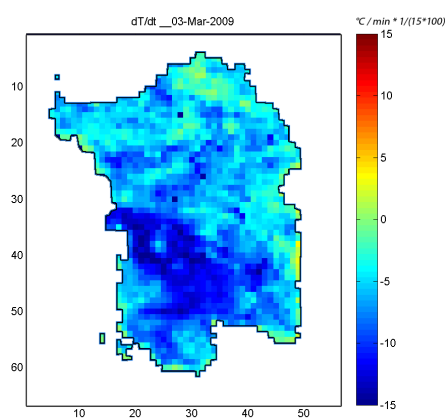
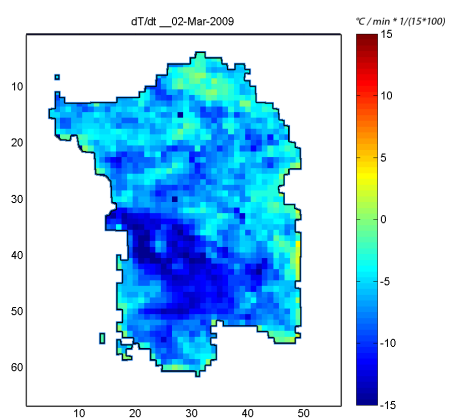
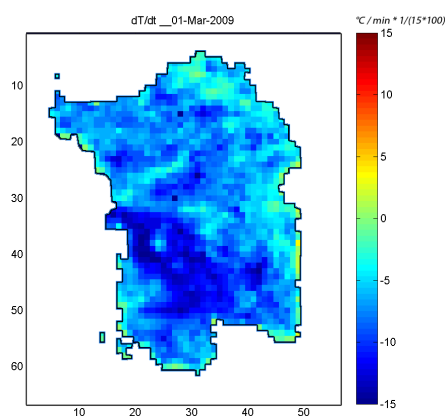
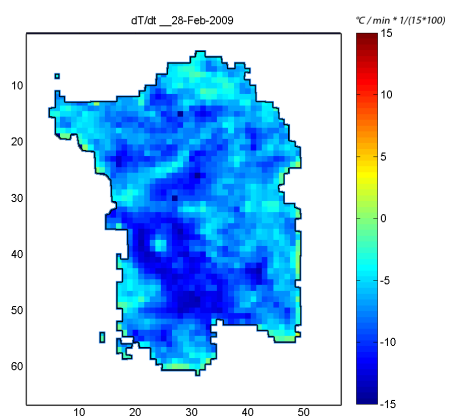
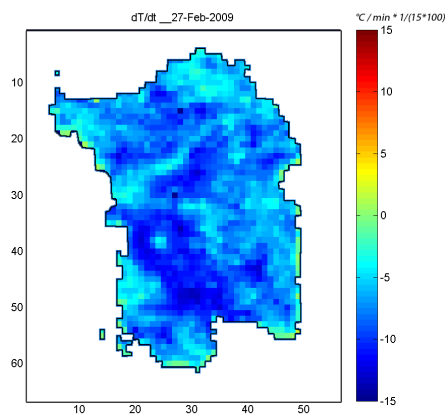
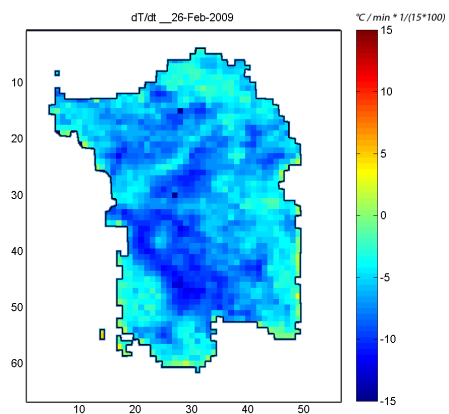


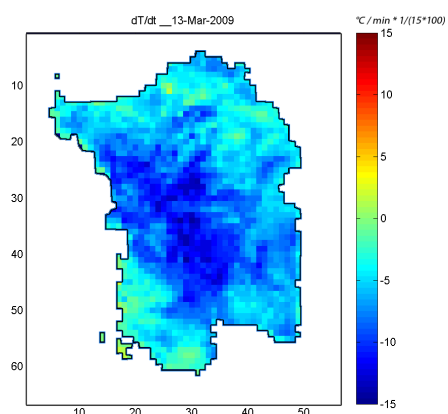
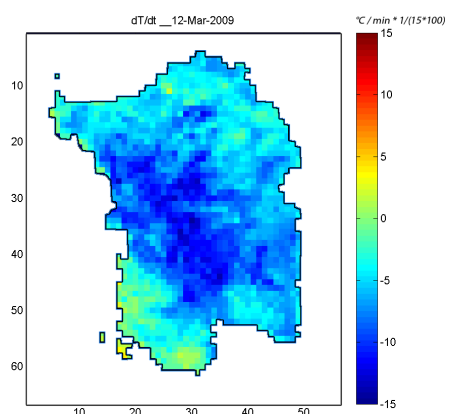
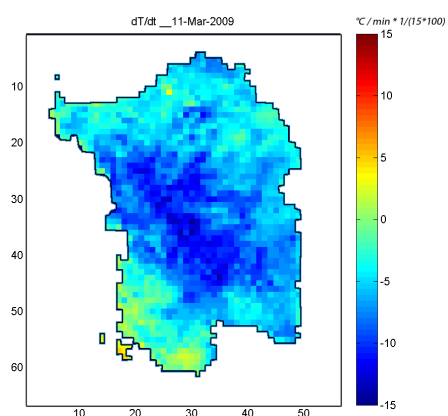
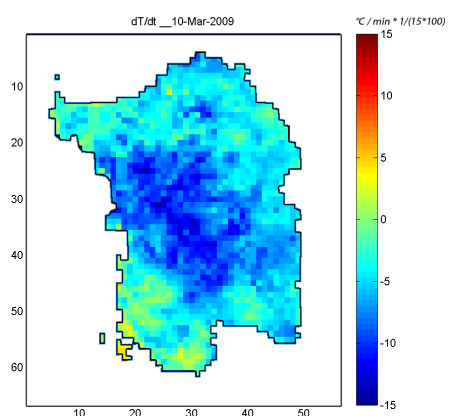
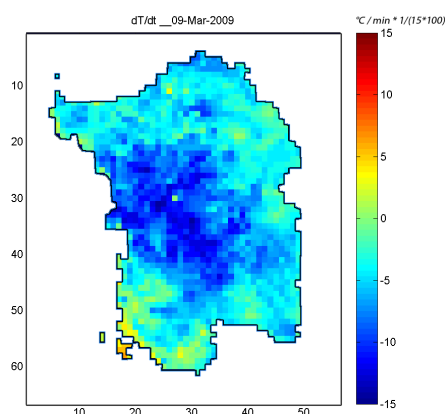
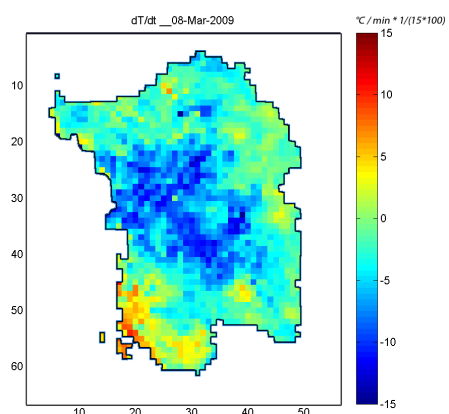
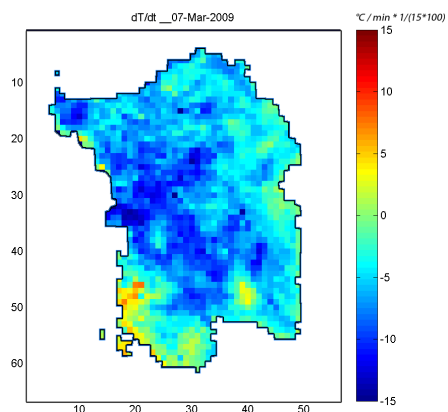
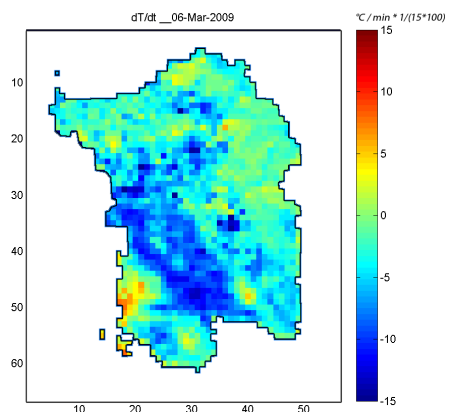
Appendice 4: mappe del parametro dT/dt - Primavera 2009 - Sardegna

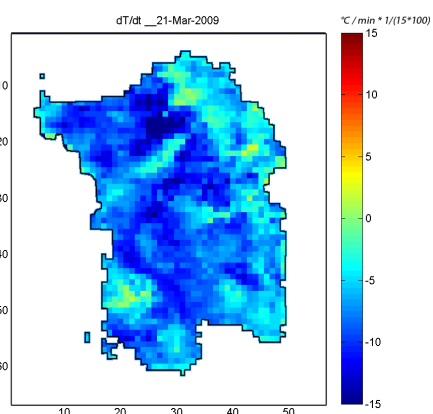
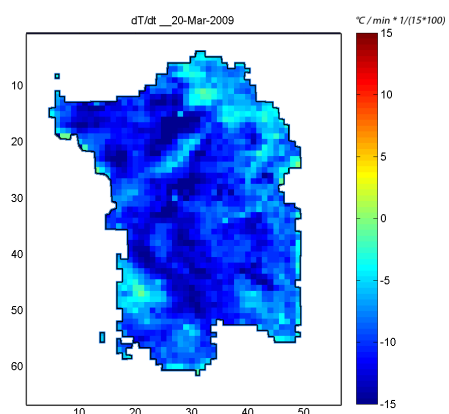
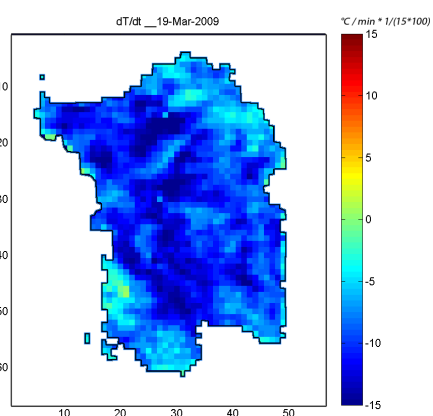
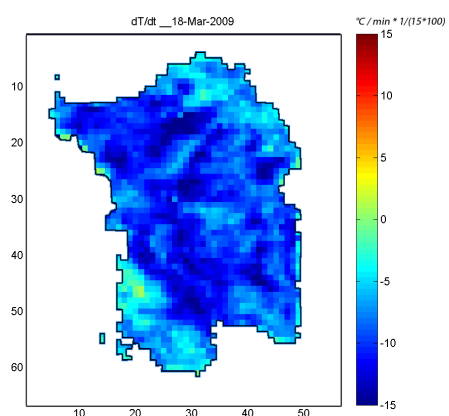
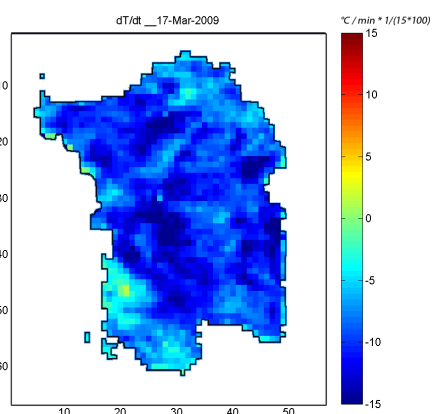
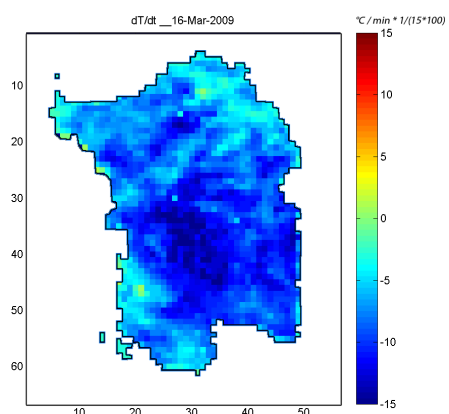
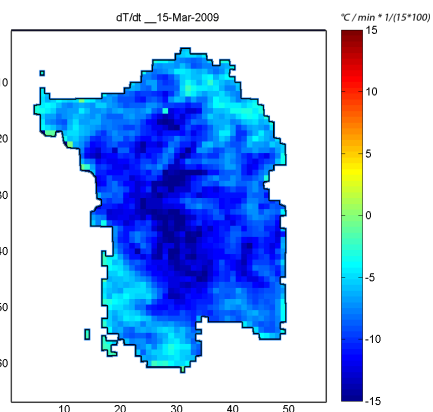
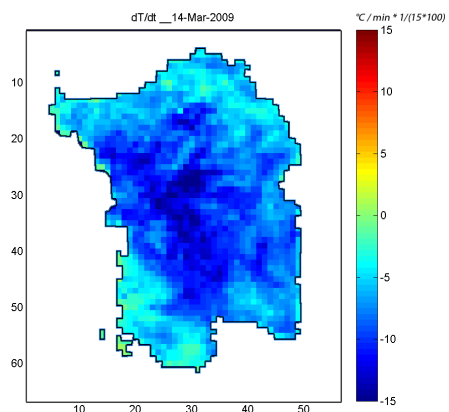


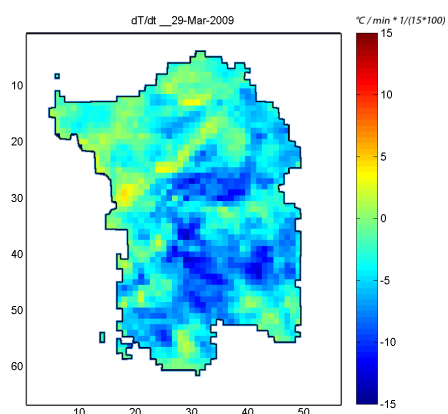
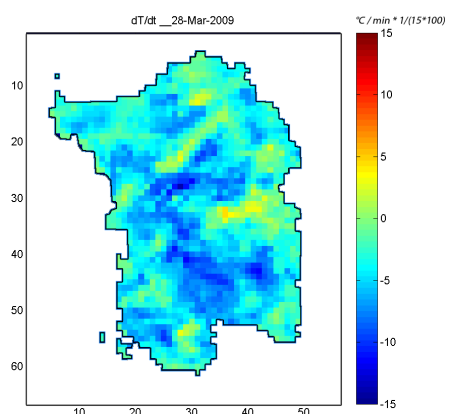
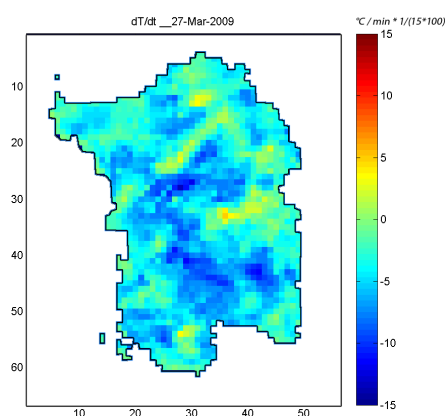
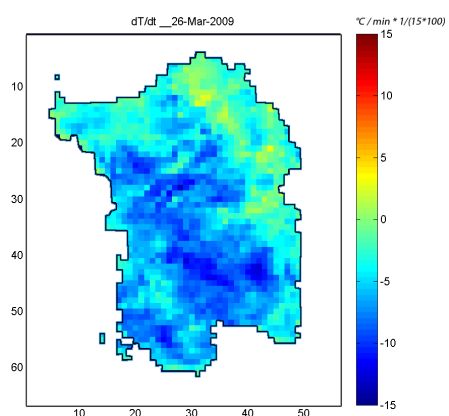
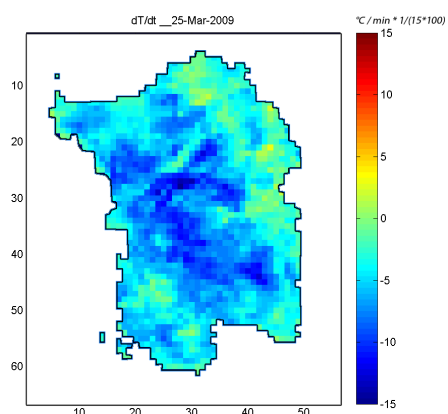
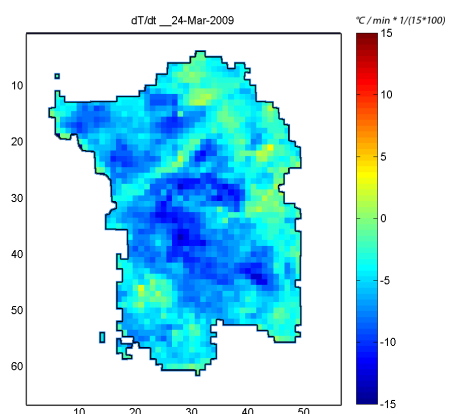
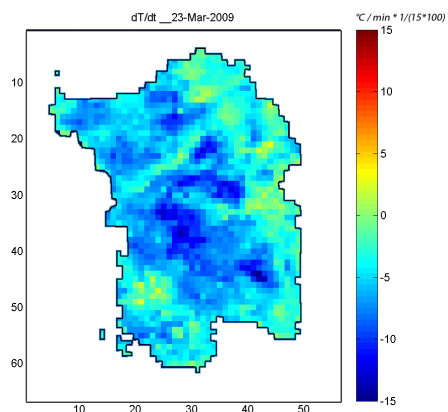
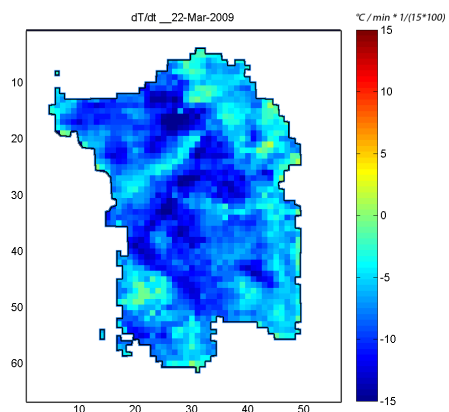


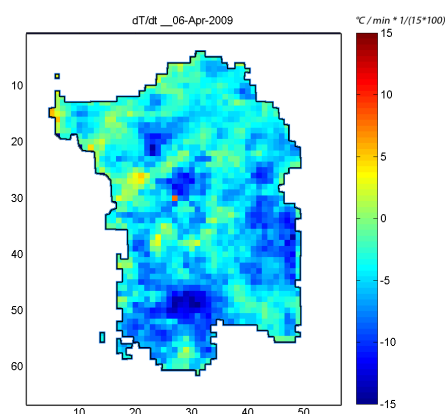
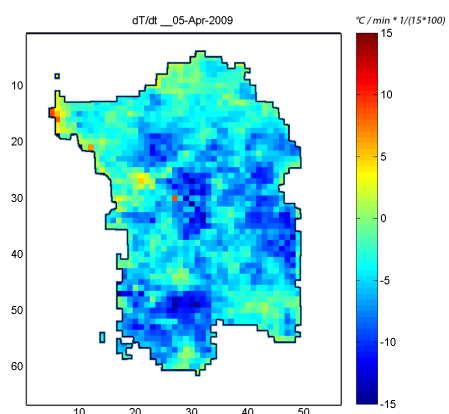
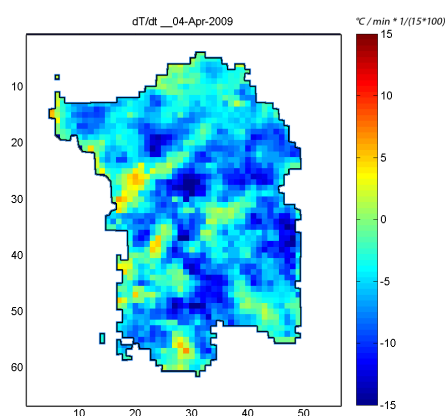
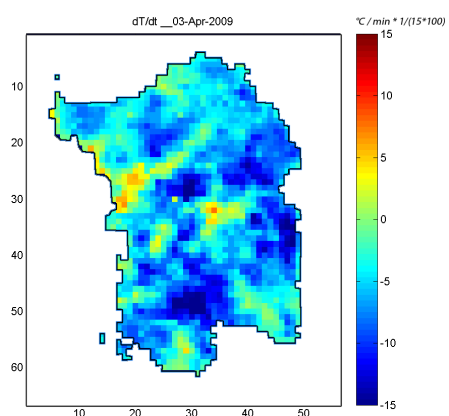
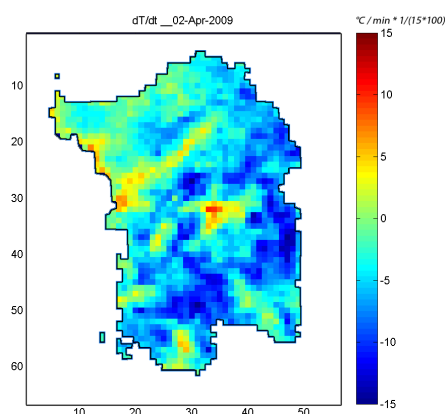
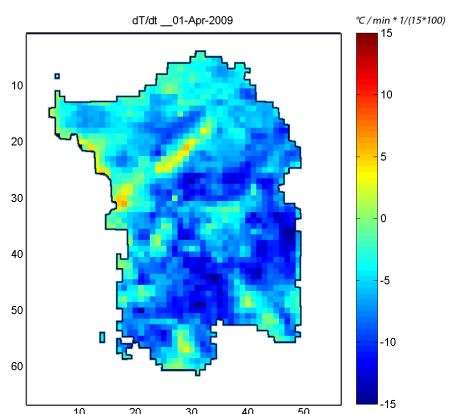
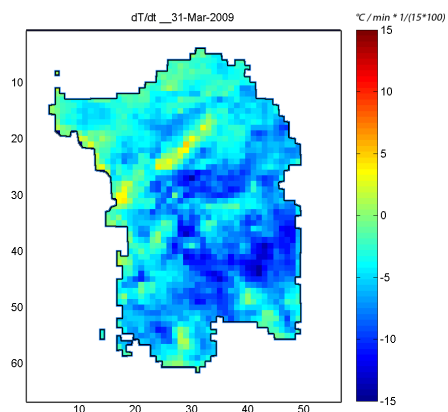
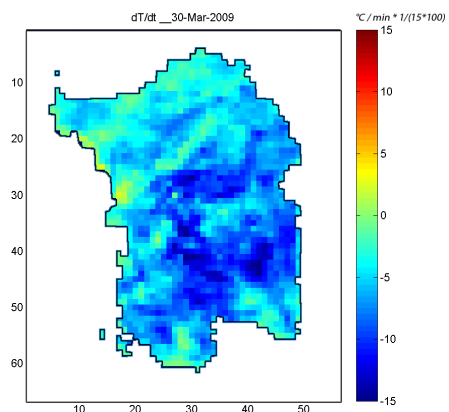


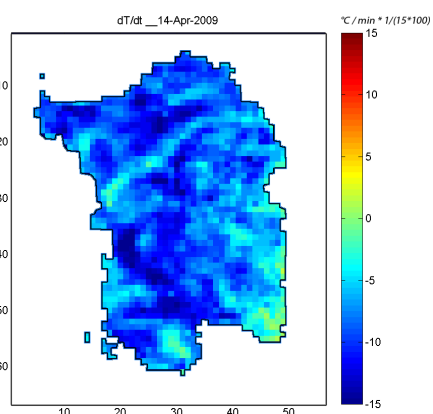
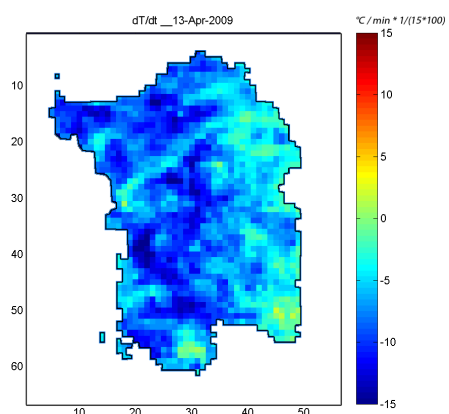
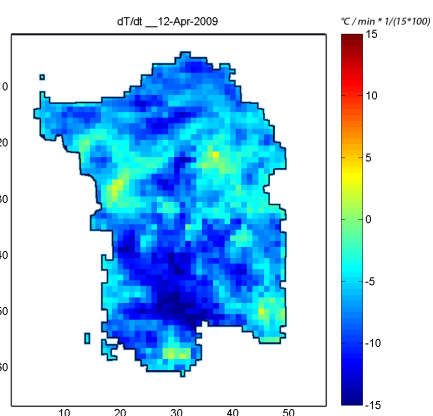
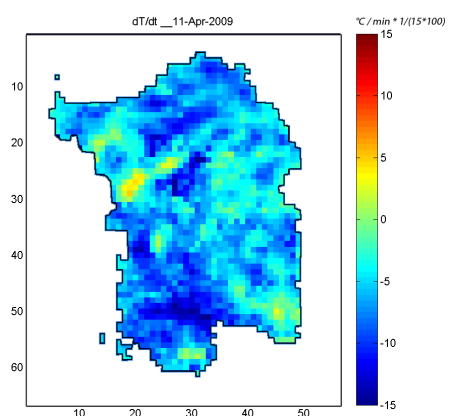
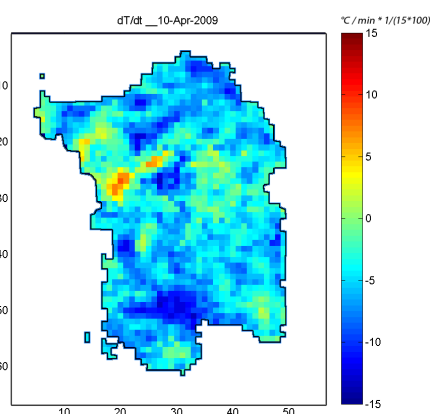
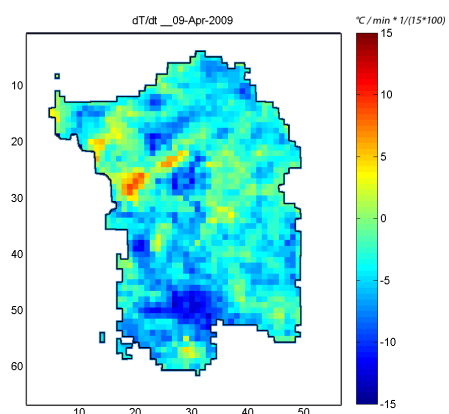
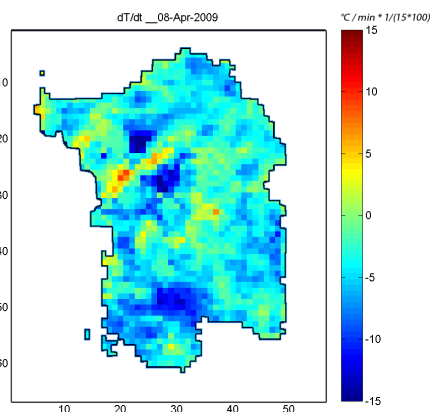
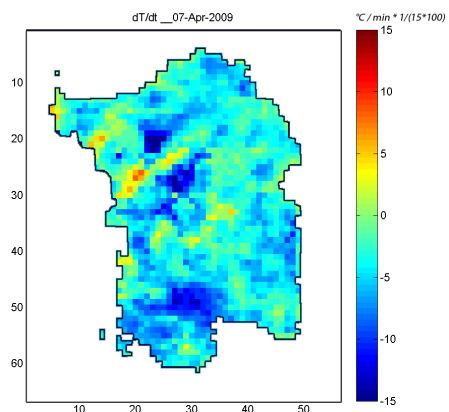


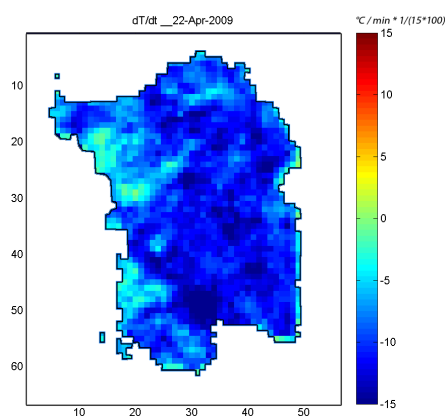
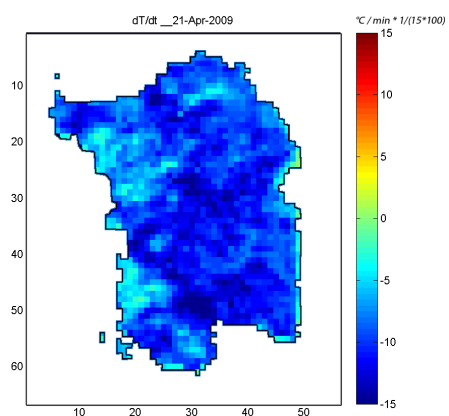
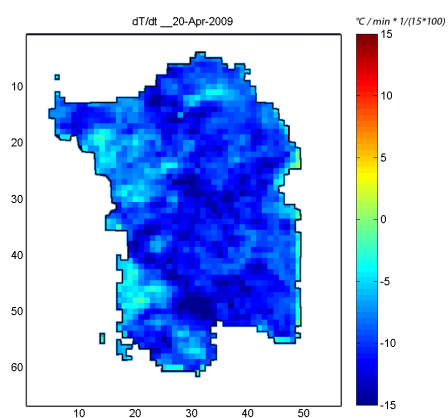
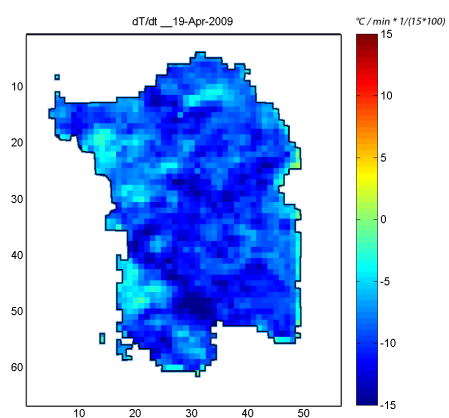
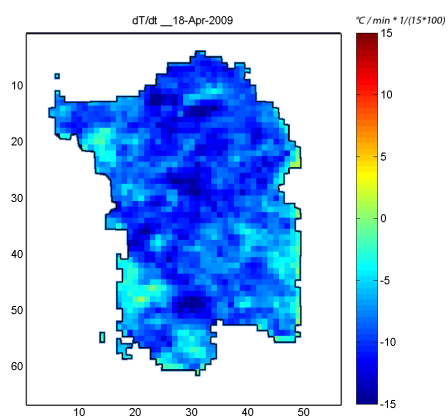
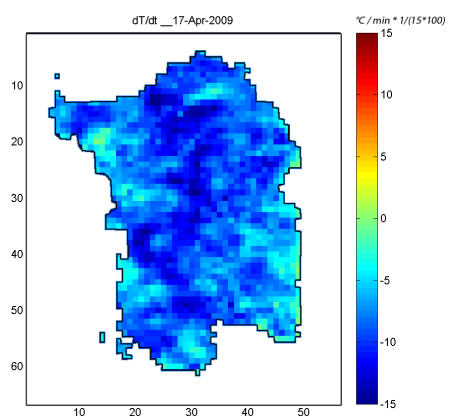
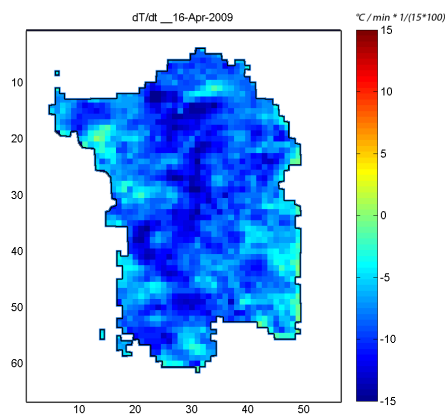
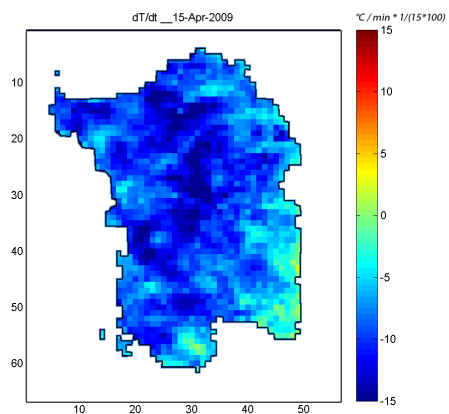


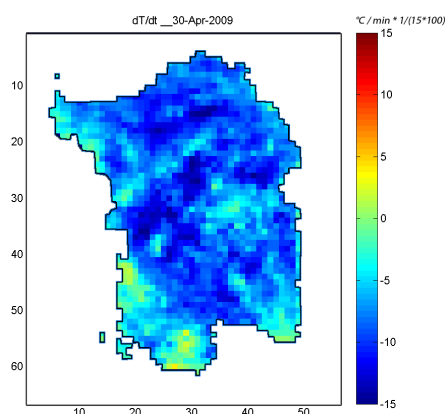
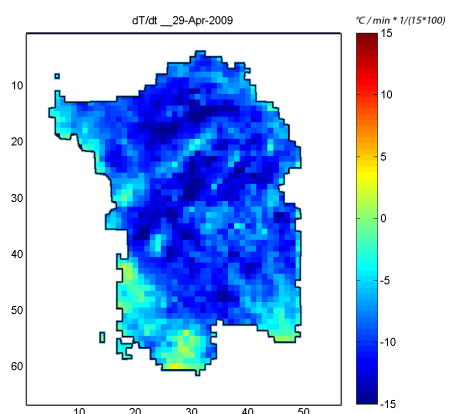
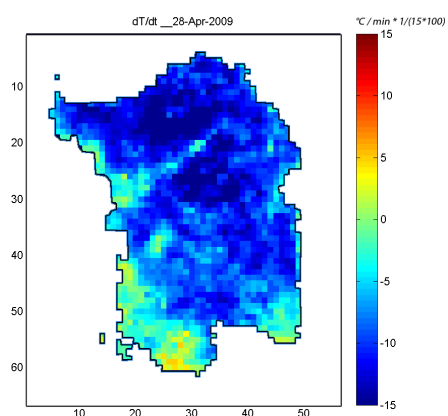
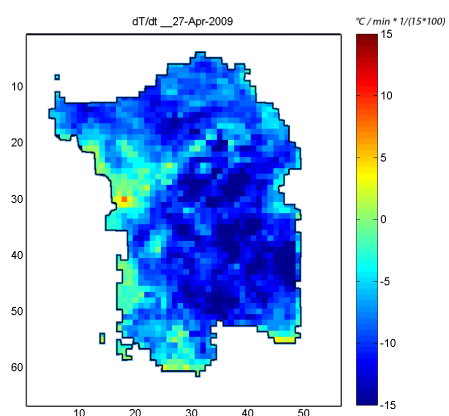
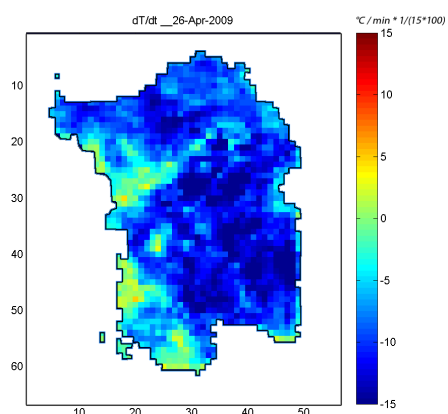
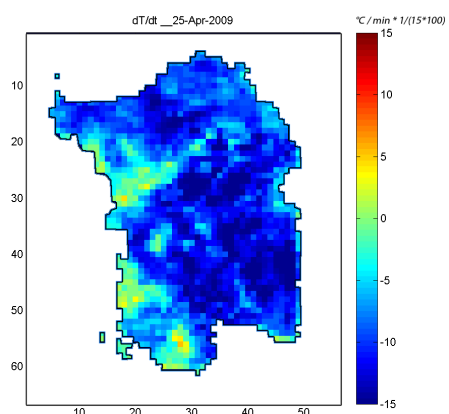
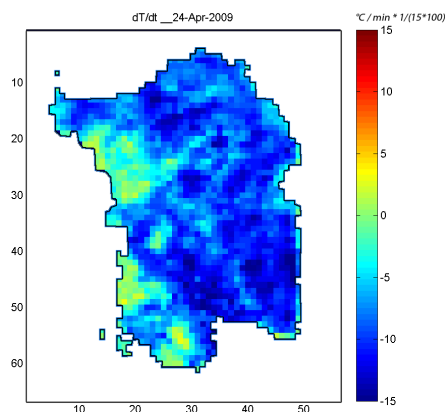
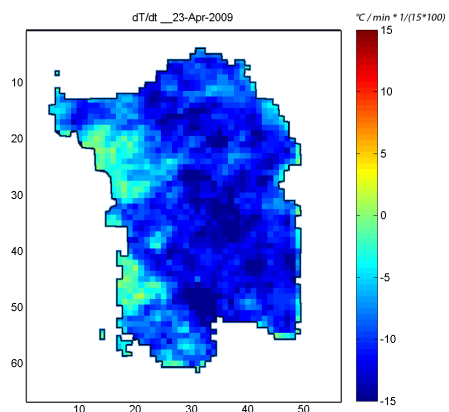


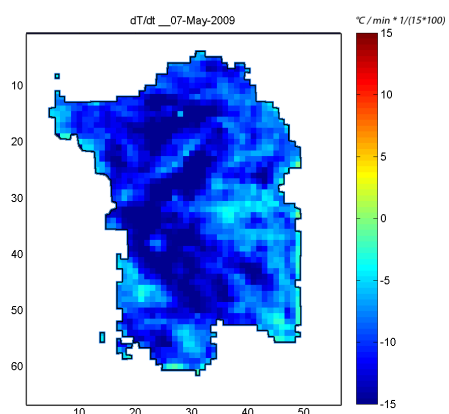
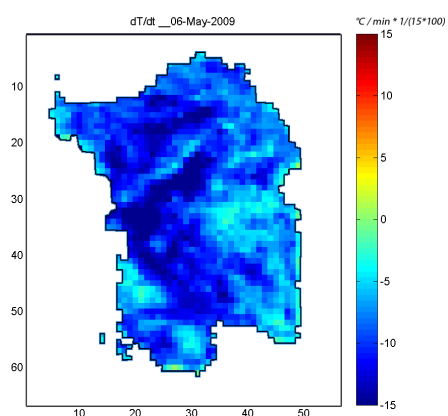
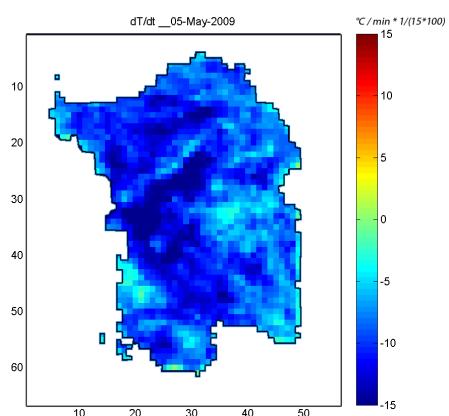
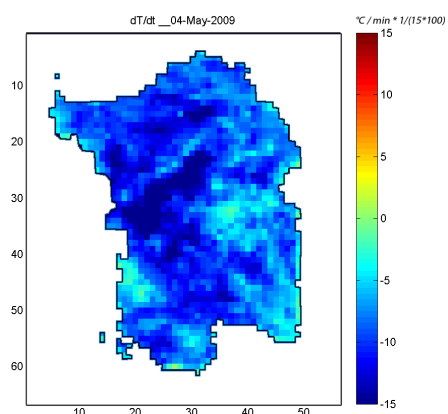
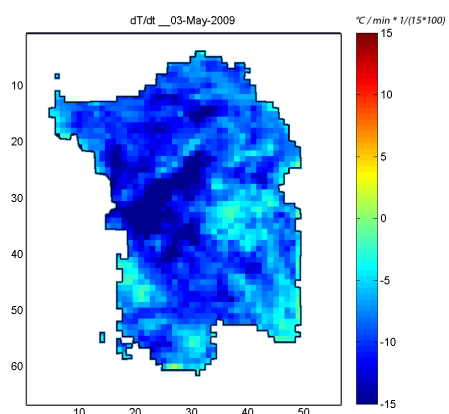
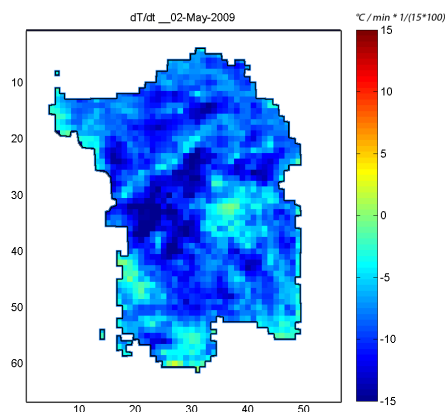
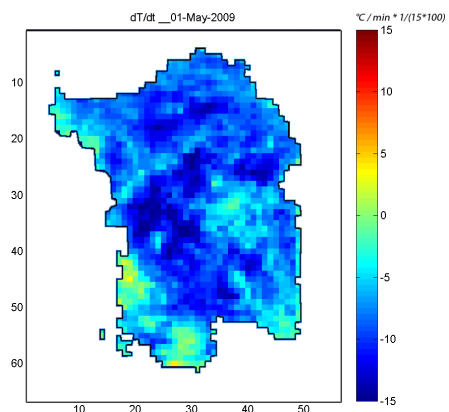












5.4 Conduzione termica ipocentro-superficie

L'analisi numerica mostra come le correlazioni tra i riscaldamento anomali ed i terremoti occorsi non possano essere giustificati dal trasferimento del calore dalle profondità ipocentrali alla superficie per semplice conduzione termica, come verificato attraverso la simulazione della trasmissione per onde termiche piane (De Carli M. et alii, 2003) che mostrano tempi di percorrenza significativamente maggiori rispetto ai fenomeni evidenziati (tab 8 e 9).

La simulazione è stata effettuata ipotizzando di scomporre l'energizzazione termica all'epicentro nelle sue componenti spettrali sinusoidali secondo il metodo di Fourier e verificando la trasmissione per conduzione termica ed onde piane. Per conoscere l'andamento della temperatura nel sottosuolo, noto quello alla sorgente, si deve risolvere l'equazione di Fourier:

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = \alpha \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$$

dove $\alpha = \frac{k}{\rho c_p}$ è la diffusività termica del terreno, espressione del rapporto tra la conducibilità termica e il prodotto tra il calore specifico e la densità di un mezzo.

Le componenti di energizzazione possono quindi essere scritte nella forma:

$$T_s = T_0 + A \sin \omega \tau \quad \text{per } x = 0$$

dove T_s è la temperatura alla sorgente (ipocentro), A è l'ampiezza della variazione della temperatura alla sorgente stessa, e T_0 il suo valore medio, con periodo τ_0 e pulsazione $\omega = 2\pi/\tau_0$; τ rappresenta la variabile tempo.

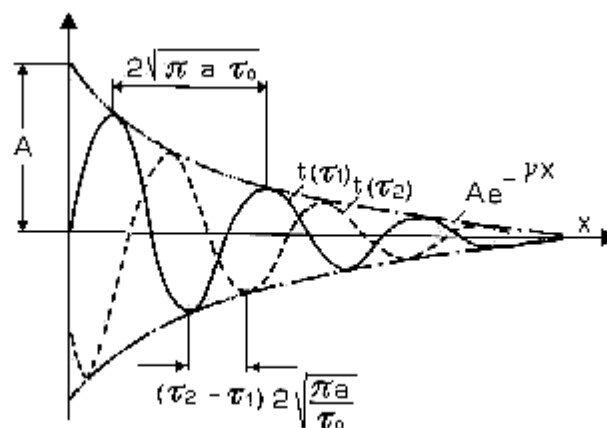


Fig 24. Profilo di temperatura all'interno di un solido soggetto a energizzazione termica sinusoidale (De Carli M. et alii, 2003).

Si può quindi calcolare la temperatura T ad una distanza χ all'istante τ (Fig 24) secondo la relazione:

$$T = T_0 + A e^{-\gamma\chi} \sin(\omega\tau - \gamma\chi)$$

i termini $\gamma = \sqrt{\omega/2\alpha} = \sqrt{\pi/\alpha \tau_0}$ ed $e^{-\gamma\chi}$ si chiamano rispettivamente “costante di smorzamento” e “**fattore di smorzamento**”. La soluzione indica che la variazione di temperatura all'interno del terreno è ancora di tipo sinusoidale, ma con ampiezza ridotta rispetto alla variazione superficiale, nel rapporto $e^{-\gamma\chi}$ e con uno sfasamento dato da $\gamma\chi$ radianti (o $\gamma\chi/\omega$ unità di tempo).

La riduzione di ampiezza, a parità di diffusività termica, è tanto maggiore quanto maggiore è la distanza χ e quanto maggiore è la frequenza dell'energizzazione ($f = \frac{\omega}{2\pi} = \frac{1}{\tau_0}$).

La **velocità di fase** dell'onda termica è invece definita come:

$$v = \omega\mu = \sqrt{2\alpha\omega}$$

Dove $\mu = \sqrt{2\alpha/\omega}$ è detta lunghezza di diffusione termica.

Definiamo **tempo di arrivo** dell'onda termica per un dato percorso come il tempo necessario alla sollecitazione per percorrere l'intero percorso tra la sorgente ed il punto di misurazione, calcolabile come prodotto della velocità di fase per la distanza percorsa.

Nelle tabelle 8 e 9 vengono riportati i valori del tempo di arrivo delle due componenti spettrali simulate per una distanza pari alla profondità ipocentrale media degli eventi sismici in esame (8 km); Il fattore di smorzamento è calcolato per la stessa distanza (8 km) solo per la componente di frequenza inferiore, mentre per la componente di alta frequenza vengono riportati i valori ottenuti per una distanza inferiore (5 km), essendo sensibilmente maggiore l'attenuazione dell'ampiezza d'onda.

Materiale	ρ (10^3 kg m^{-3})	c_p (kJ kg K^{-1})	k ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$)	α ($10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)	$v = \omega\mu =$ $\sqrt{2\alpha\omega}$ (10^{-3} m s^{-1})	t (<i>giorni</i>)	Fattore di smorzamento (<i>adim.</i>)
calcare	2.5	0.7	0.9	0.5	0.2802	330.39	0.00E+00
scisti	2.3	0.7	1.9	1.2	0.4342	213.27	0.00E+00
suolo (sabbioso)	1.8	1.1	0.6	0.3	0.2171	426.54	0.00E+00
tufo	1.8	0.84	1.17	0.8	0.3545	261.20	0.00E+00
basalto	2.6	0.9	2.1	0.9	0.3760	246.26	0.00E+00
gabbro	3	0.71	2.5	1.2	0.4342	213.27	0.00E+00
granito	2.7	0.8	3	1.4	0.4689	197.45	0.00E+00
marmo	2.7	0.9	2.5	1.0	0.3963	233.62	0.00E+00
arenaria	2.5	0.8	3.8	1.9	0.5463	169.49	0.00E+00
sienite	2.2	0.96	2.5	1.2	0.4342	213.27	0.00E+00
quarzo	2.6	0.7	9	4.9	0.8773	105.54	1.21E-275
quarzite	2.7	0.7	5	2.6	0.6391	144.89	0.00E+00
serpentino	2.4	0.96	2.83	1.2	0.4342	213.27	0.00E+00

Tab 8. Simulazione del tempo di arrivo di un'onda termica con periodo di energizzazione pari a 40 secondi (frequenza 0.0125 Hz) per vari materiali geologici e una distanza pari a 8 km. Il fattore di smorzamento è stato calcolato per una distanza di 5 km essendo identicamente nullo per distanze pari a 8 km. (dati materiali da Rees W.G., 1999)

Materiale	ρ (10^3 kg m^{-3})	c_p (kJ kg K^{-1})	k ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$)	α ($10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)	$v = \omega\mu = \sqrt{2\alpha\omega}$ (10^{-3} m s^{-1})	t (<i>giorni</i>)	Fattore di smorzamento (<i>adim.</i>)
calcare	2.5	0.7	0.9	0.5	0.0060	15355	2.35E-30
scisti	2.3	0.7	1.9	1.2	0.0093	9912	7.50E-20
suolo (sabbioso)	1.8	1.1	0.6	0.3	0.0047	19824	5.62E-39
tufo	1.8	0.84	1.17	0.8	0.0076	12139	3.77E-24
basalto	2.6	0.9	2.1	0.9	0.0081	11445	8.25E-23
gabbro	3	0.71	2.5	1.2	0.0093	9912	7.50E-20
granito	2.7	0.8	3	1.4	0.0101	9177	1.97E-18
marmo	2.7	0.9	2.5	1.0	0.0085	10858	1.12E-21
arenaria	2.5	0.8	3.8	1.9	0.0118	7877	6.32E-16
sienite	2.2	0.96	2.5	1.2	0.0093	9912	7.50E-20
quarzo	2.6	0.7	9	4.9	0.0189	4905	3.43E-10
quarzite	2.7	0.7	5	2.6	0.0138	6734	1.02E-13
serpentino	2.4	0.96	2.83	1.2	0.0093	9912	7.50E-20

Tab 9. Simulazione del tempo di arrivo di un'onda termica con periodo di energizzazione pari a 1 giorno (86400 secondi) e frequenza conseguente 0.0000058 Hz per distanza pari a 8 km. Il fattore di smorzamento è stato calcolato per una distanza di 8 km. (dati materiali da Rees W.G., 1999)

Le simulazioni mostrano come le componenti dell'onda termica di periodo dello stesso ordine di grandezza del fenomeno di rottura finale della faglia, valutabile speditivamente col prodotto della massima dimensione della dislocazione per la velocità di onda sismica, (Tab 8) avrebbero un tempo di percorrenza tra tre mesi ed oltre un anno per un percorso di 8 km supposto omogeneo, ma si presenterebbero con ampiezza praticamente nulla già prima dei 5 km. La simulazione per la componente di periodo pari ad un giorno (Tab 9) ha ovviamente dei tempi di arrivo notevolmente superiori e quindi ancora più lontani dai fenomeni termici e sismici oggetto di analisi.

Le simulazioni numeriche realizzate mostrano come non sia possibile ipotizzare un effetto termico precursore legato alla trasmissione per conduzione tra le zone di massimo sforzo e la superficie radiante. Anche gli effetti di dissipazione dell'energia termica accumulata nella fase del cedimento finale, teoricamente in grado di generare un effetto termico superficiale sia pure successivo alle scosse sismiche, sono da ritenersi scarsamente influenti ai fini delle dinamiche di temperatura rilevate dovendo avvenire, secondo i risultati ottenuti, in condizioni di flusso termico superficiale quasi stazionario e con periodi di arrivo notevolmente lunghi.

5.5 Differenza BT - LST

Si è quindi ipotizzato che le anomalie termiche siano associate anche ad anomalie nello spessore dell'atmosfera prossimo alla superficie irradiante, dovute sia ad emissioni gassose che alle interazioni dello stesso strato atmosferico con campi elettromagnetici generati dallo stress sismico.

I fenomeni di **degassamento** anomalo sono infatti segnalati in letteratura in relazione ad aree sismicamente attive ed alle fasi di generazione dei terremoti e soprattutto collegati ad alcuni aspetti dell'attività sismica e pre-sismica quali:

- Liberazione di fluidi dai pori degli ammassi rocciosi prossimi alla rottura;
- Apertura di canali preferenziali di liberazione dei gas e vapori verso la superficie, che coinvolgono anche accumuli preesistenti non legati direttamente alle aree di rottura;
- Concentrazione di sorgenti termali e ricche in gas disciolti nelle aree sismicamente attive.

I fenomeni di **emissione elettromagnetica** sono ugualmente segnalati in letteratura come precursori e come possibili agevolatori di reazioni esotermiche all'interfaccia litosfera-atmosfera.

Come detto nel capitolo 3, poiché la temperatura stimata al suolo (LST) è ottenuta dalla compensazione tra gli altri degli effetti atmosferici, è stata condotta un'indagine sulla differenza tra temperatura di brillantezza ($BT_{10.8}$) e temperatura stimata al suolo medesima (LST).

Quindi la presenza di forti anomalie nella differenza tra le due temperature da informazioni sulle quantità di gas presenti negli strati più bassi dell'atmosfera, in condizioni normali vapor d'acqua e CO_2 e sulla presenza di emissioni selettive in singole bande dell'infrarosso termico.

Le differenze sono state calcolate sui dati con campionamento ogni 15 minuti e poi accorpate in stack di 6 ore al fine di migliorare il rapporto segnale rumore nelle aree con piena visibilità ed in generale migliorare la copertura al suolo dei dati, essendo come già visto il periodo di osservazione analizzato particolarmente sfavorevole da questo punto di vista. Si sono così ottenuti 4 valori risultanti per ogni giorno.

I dati così ottenuti sono stati valutati sia osservando le serie temporali degli stessi 8 pixel campione oggetto dell'analisi grafica di cui al paragrafo 5.2 (Fig 25) sia mediante mappe per le aree di indagine Centro Italia e Sardegna già individuate per le analisi del paragrafo 5.3 (Appendice 5 e Appendice 6).

L'analisi delle serie temporali dei singoli pixel ha evidenziato come il parametro utilizzato assuma, nell'intervallo temporale disponibile, prevalentemente valori negativi compresi tra 0 e -5 °C. Sono

presenti in generale alcuni dati irregolari tra i -10 e -20 °C visibili nel grafico di figura 25 e distribuiti tra tutti i pixel oggetto di indagine.

È possibile notare come i soli pixel ad assumere valori del parametro BT-LST maggiori di zero per un numero significativo di volte sono quelli contenenti i tre epicentri e la città di L'Aquila.

In particolare il pixel EP2 (sisma 7 Aprile - $M_w=5.6$) presenta un comportamento stabilmente concentrato su valori positivi fino al manifestarsi della sismicità principale e poi decresce su valori comunque prossimi allo zero. Si deve segnalare come tale pixel sia quello più vicino alla traccia della faglia di Paganica interessata dalla scossa principale e da effetti superficiali permanenti.

Il pixel EP1, contenente l'epicentro della scossa principale del 6 Aprile, si presenta in generale più costante con valori intorno allo zero ed una prevalenza di valori positivi dopo l'attività sismica più intensa.

I pixel di controllo S1 ed S2 hanno un comportamento abbastanza regolare e si attestano su valori compresi tra -3 e -5 °C.

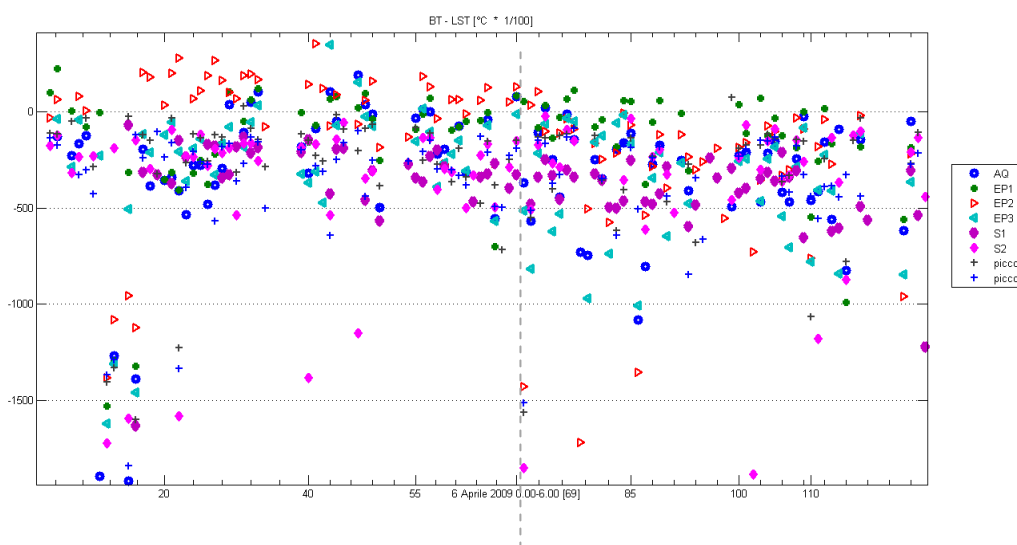


Fig 25. Serie temporali delle differenze BT-LST per gli 8 pixel campione (stack 6 ore)

Sui pixel EP1, EP2, EP3, AQ, S1 e S2 è stata realizzata anche una interpolazione dei dati grezzi (96 dati/giorno) del parametro BT-LST (Fig 26) per avere una visualizzazione più immediata del comportamento delle serie temporali.

Trascurando gli effetti di bordo è possibile notare una sostanziale conferma dei risultati rilevati con la procedura di stack, con i due pixel di controllo S1 ed S2 stabili tra -2 e -4 °C, ed il pixel EP2 con i massimi valori positivi e concentrati prima della scossa del 6 Aprile.

Si può notare una forte anomalia negativa dei pixel AQ ed EP1 intorno al 25 Marzo, ma è collocato troppo vicino al bordo della serie temporale per escluderne una causa legata al minor numero ed asimmetria dei dati elaborati.

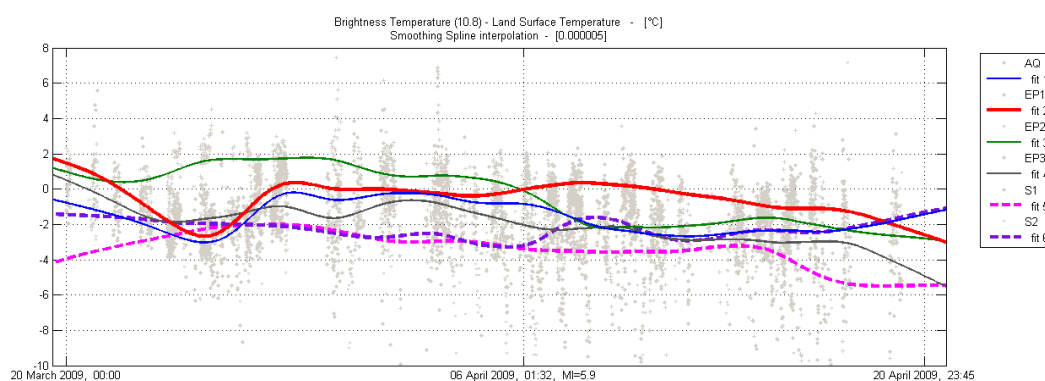


Fig 26. Serie temporali delle differenze BT-LST per gli 8 pixel campione (interpolazione smoothing spline)

L'analisi sulle mappe del parametro BT-LST, con stack 6 ore, per le aree del **Centro Italia** (Appendice 5) ha evidenziato una forte anomalia positiva sull'Appennino centrale e permanente per tutto il periodo di osservazione con l'evidenziazione di due strutture parallele nei pressi dell'area interessata dal terremoto (Fig 27).

L'intervallo di scala cromatica delle mappe (con stack di 6 ore) è compreso tra -1000 e 500 °C/100, ovvero -10 e 5 °C..

La copertura nuvolosa non permette di indagare adeguatamente le dinamiche interne all'anomalia stessa e l'applicazione di stack a passo maggiore tentata per ovviare al problema, ha portato alla creazione di artefatti legati all'eccessiva distanza temporale tra i valori coinvolti.

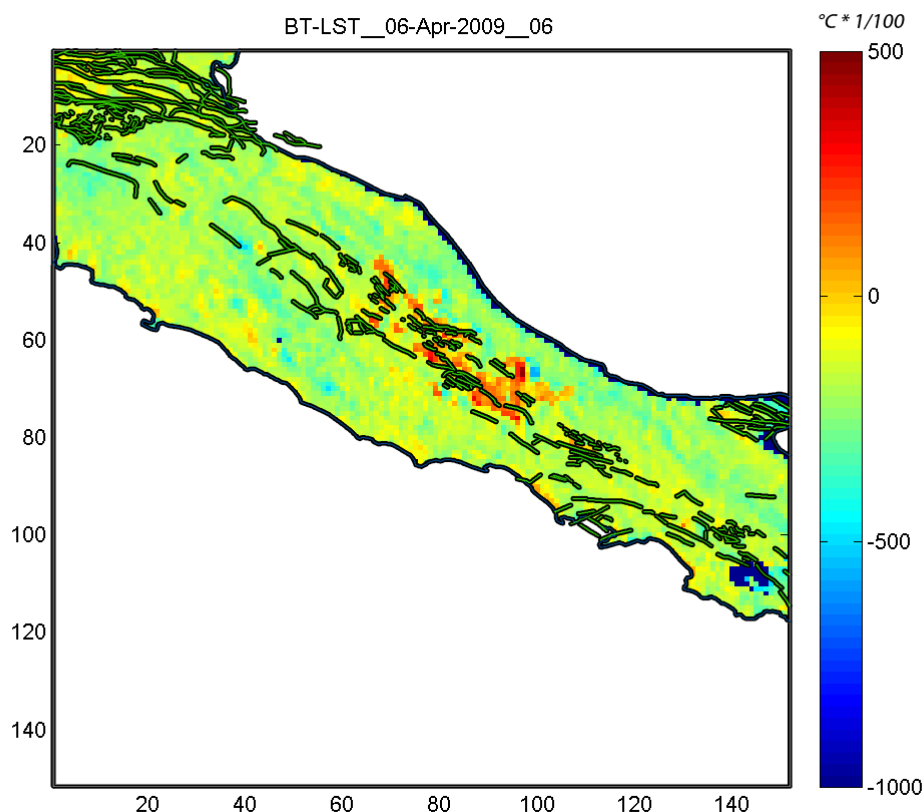
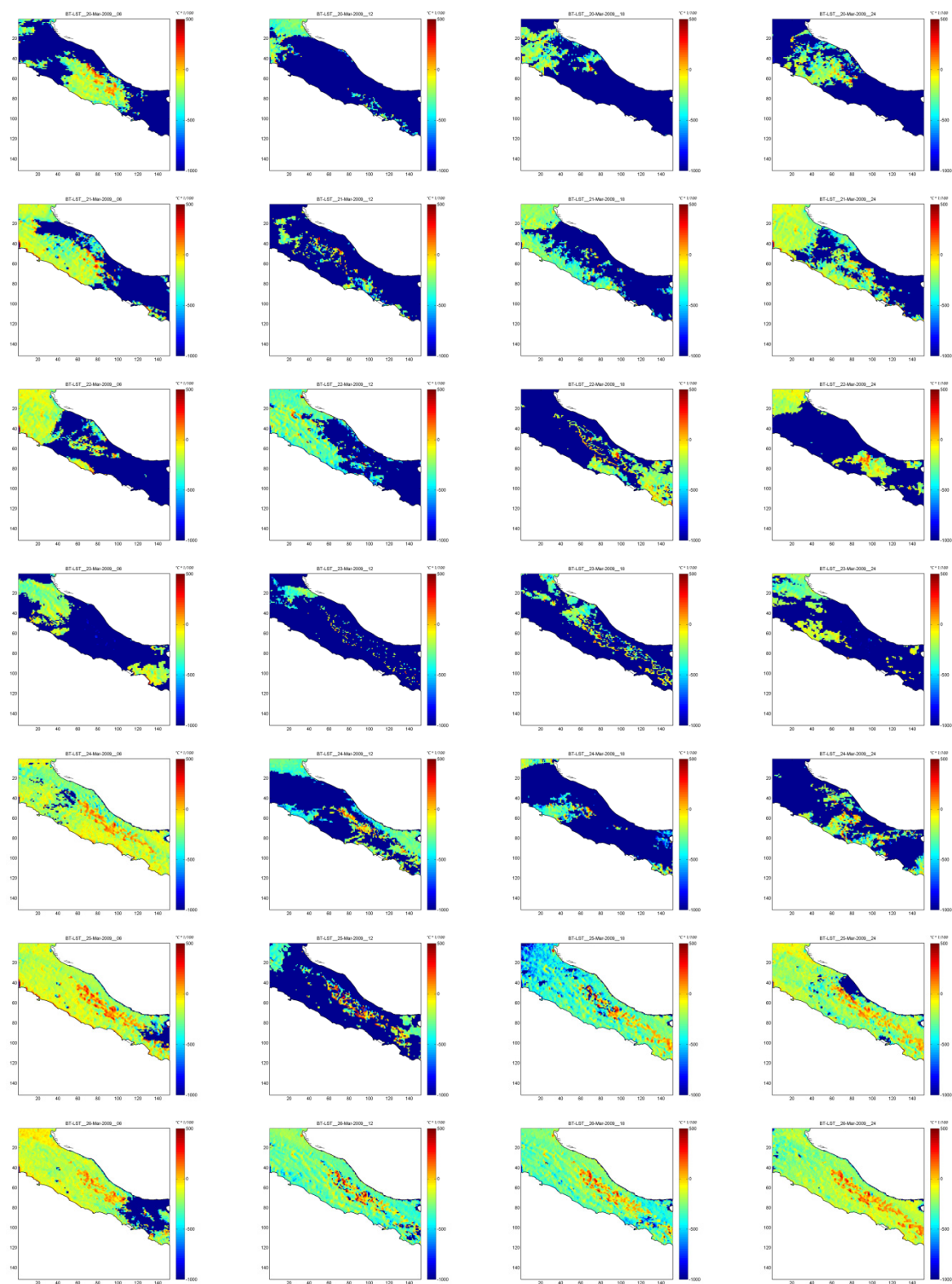


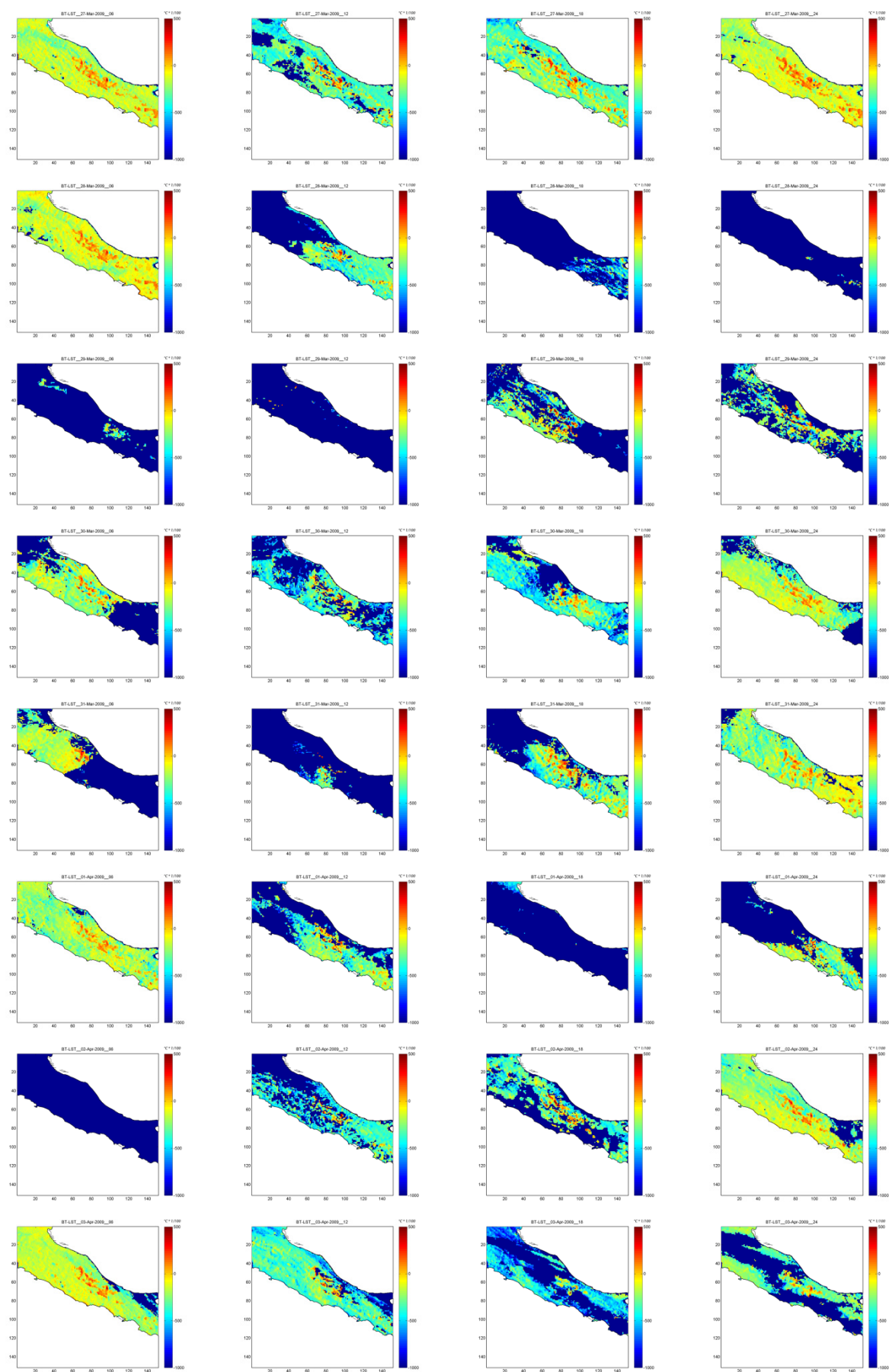
Fig 27. Mappa dell'indicatore BT-LST in corrispondenza della scossa principale del 6 Aprile (stack 00:00 – 06:00) con l'indicazione del reticolo di faglie sismogenetiche del catalogo ITHACA redatto dall'ISPRA.

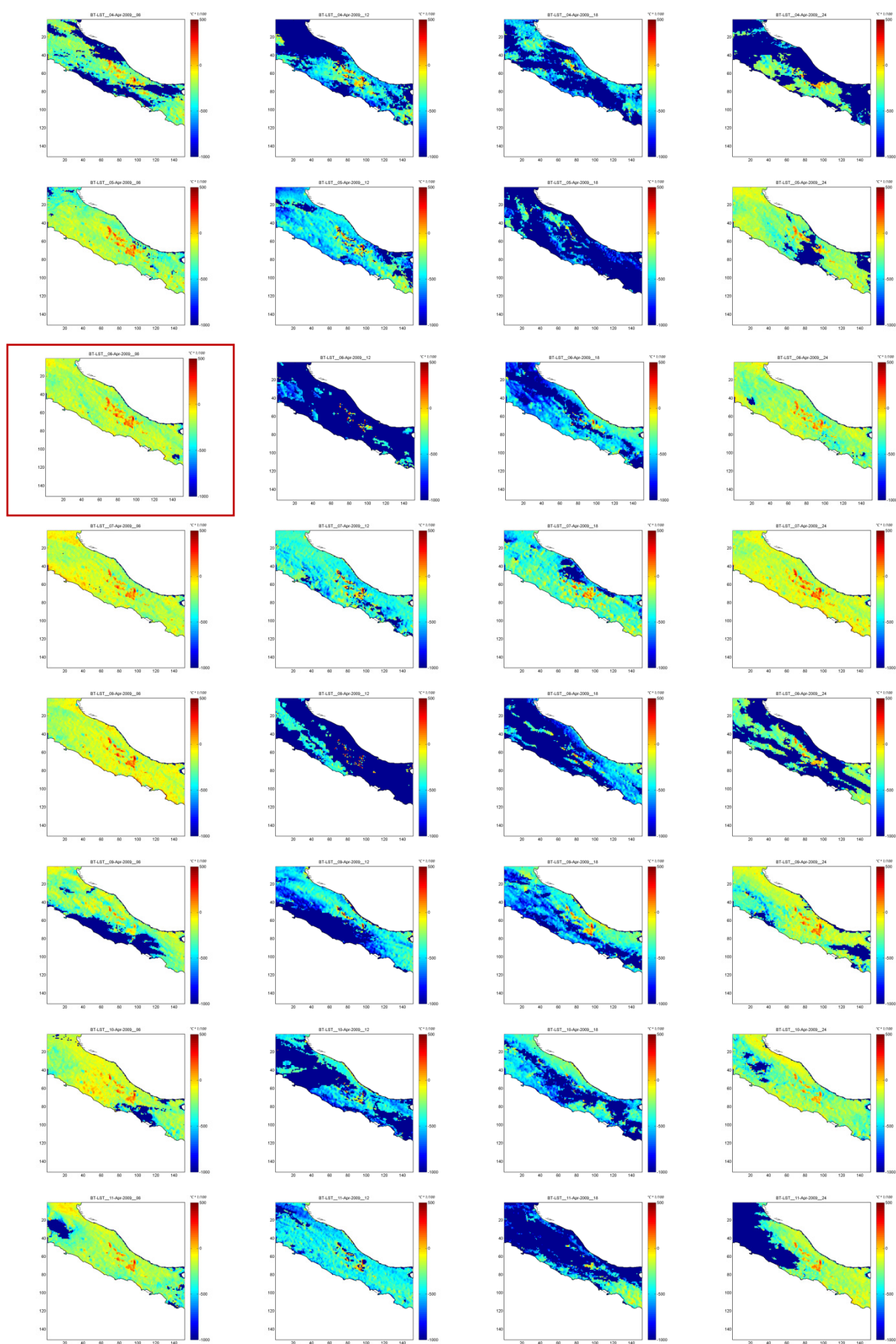
L'analisi sulle mappe del parametro BT-LST, con stack 6 ore, per le aree della **Sardegna** (Appendice 6) ha portato alla rilevazione di due tipi di anomalie non permanenti durante tutto il periodo di osservazione.

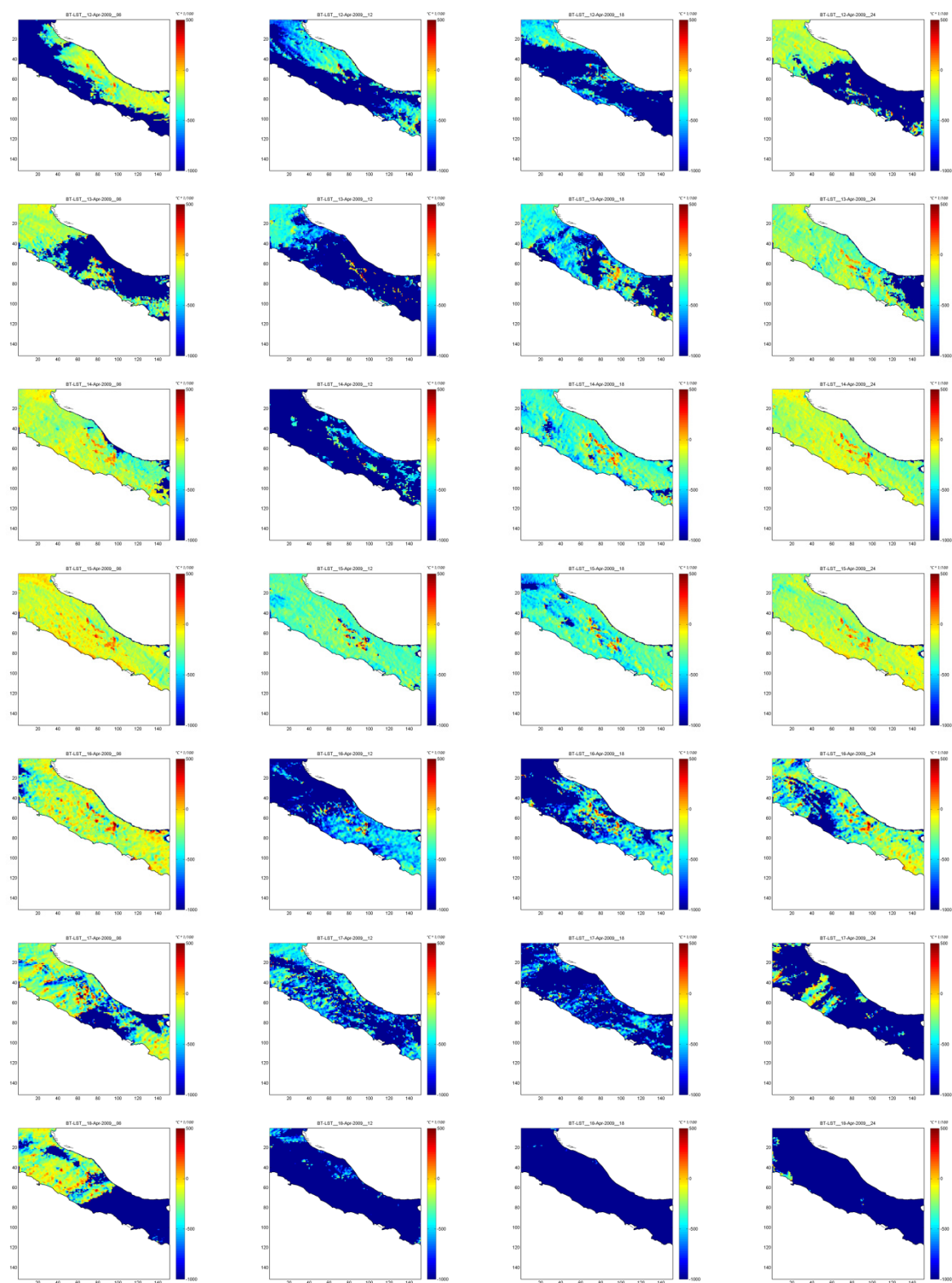
Una delle due anomalie è quasi sicuramente originata dalla linea di costa e dalla doppia copertura dei pixel che la rappresentano: il dato LST infatti assegna il valore stimato di temperatura per la quota parte di terreno a tutto il pixel, mentre il dato $BT_{10.8}$ assegna la temperatura calcolata sulla base dell'energia rilevata a sua volta funzione delle superfici di acqua e terreno.

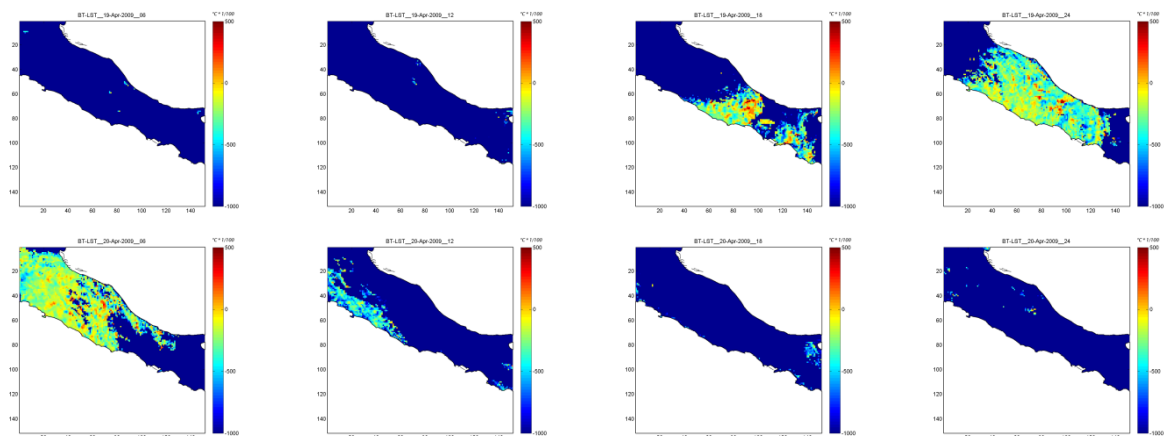
Il secondo tipo di anomalie, di intensità minore rispetto a quelle rilevate nel centro Italia e non permanente, è interpretabile con effetti meteorologici su differenti coperture del suolo e quindi con fenomeni di evapotraspirazione naturale.

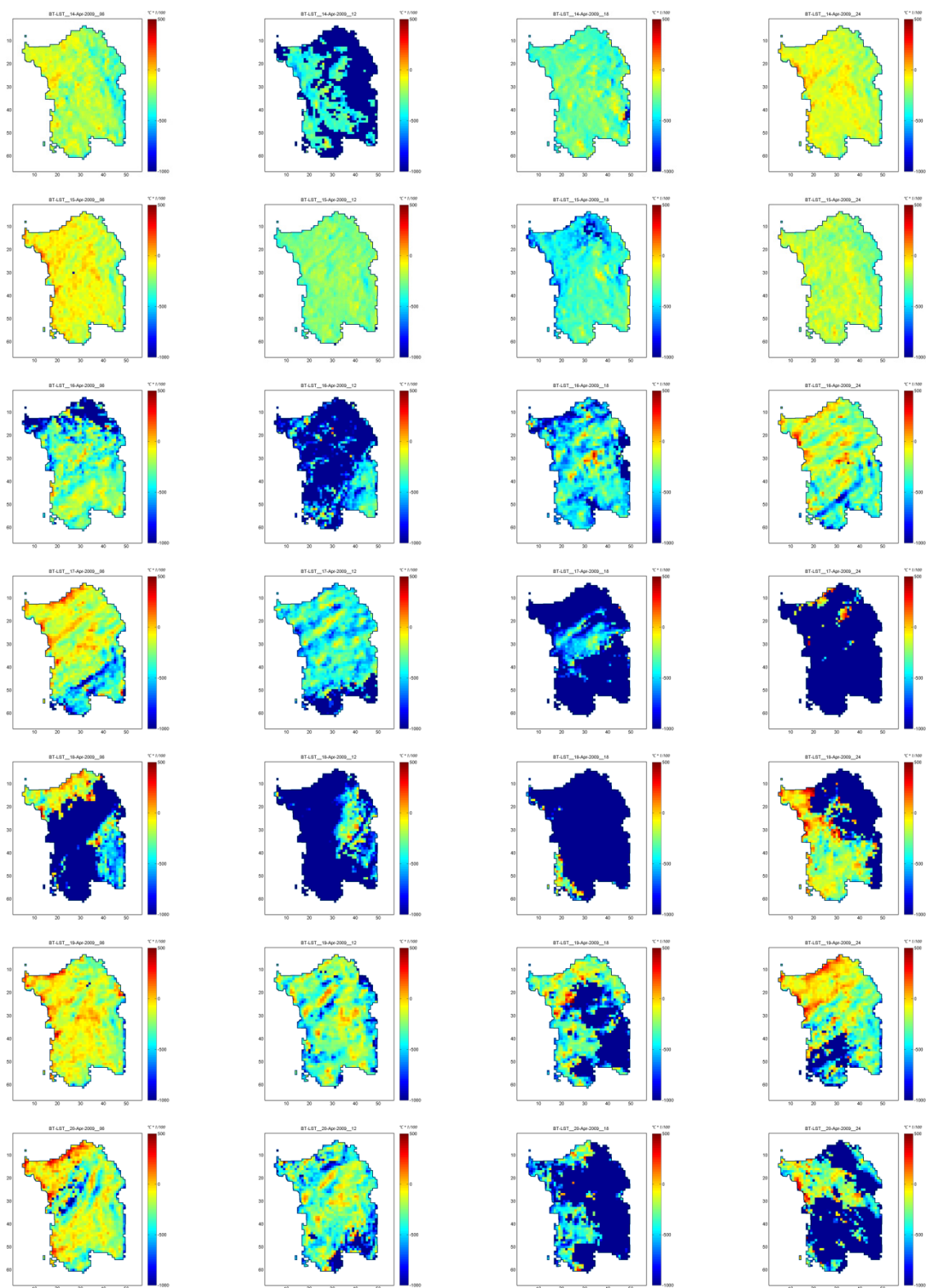
Appendice 5: mappe del parametro BT-LST - 20 Marzo - 20 Aprile 2009 - Centro Italia

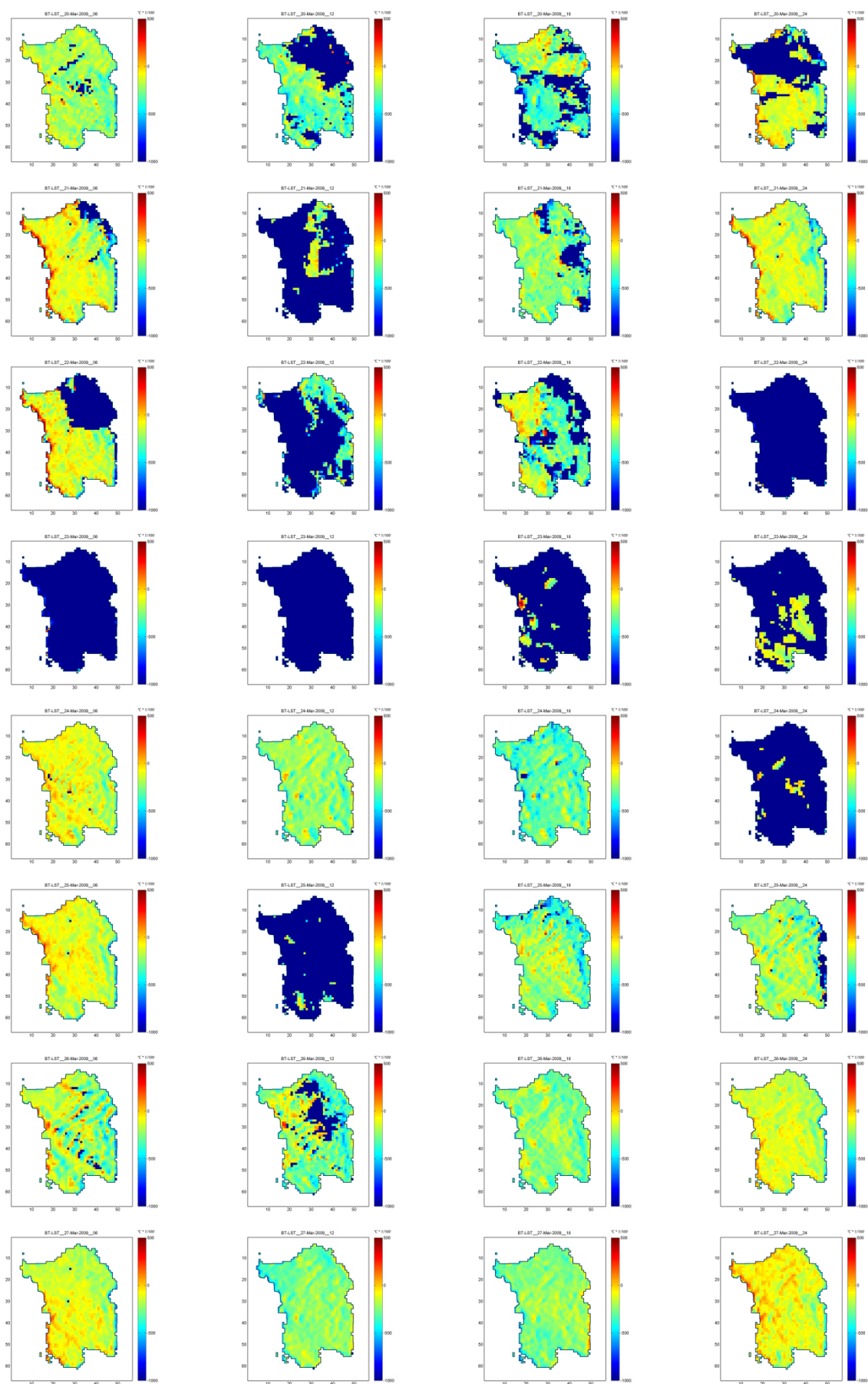


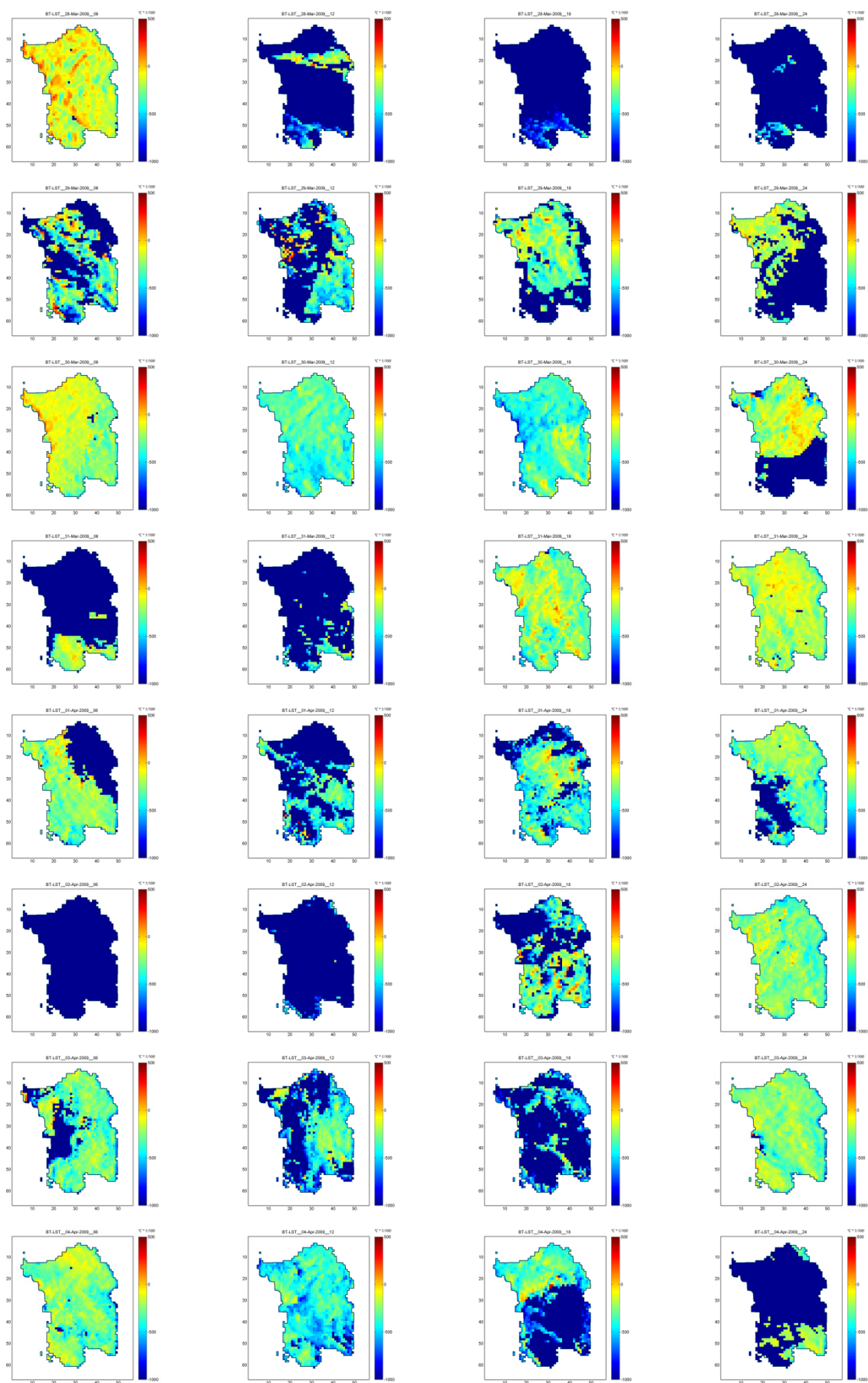


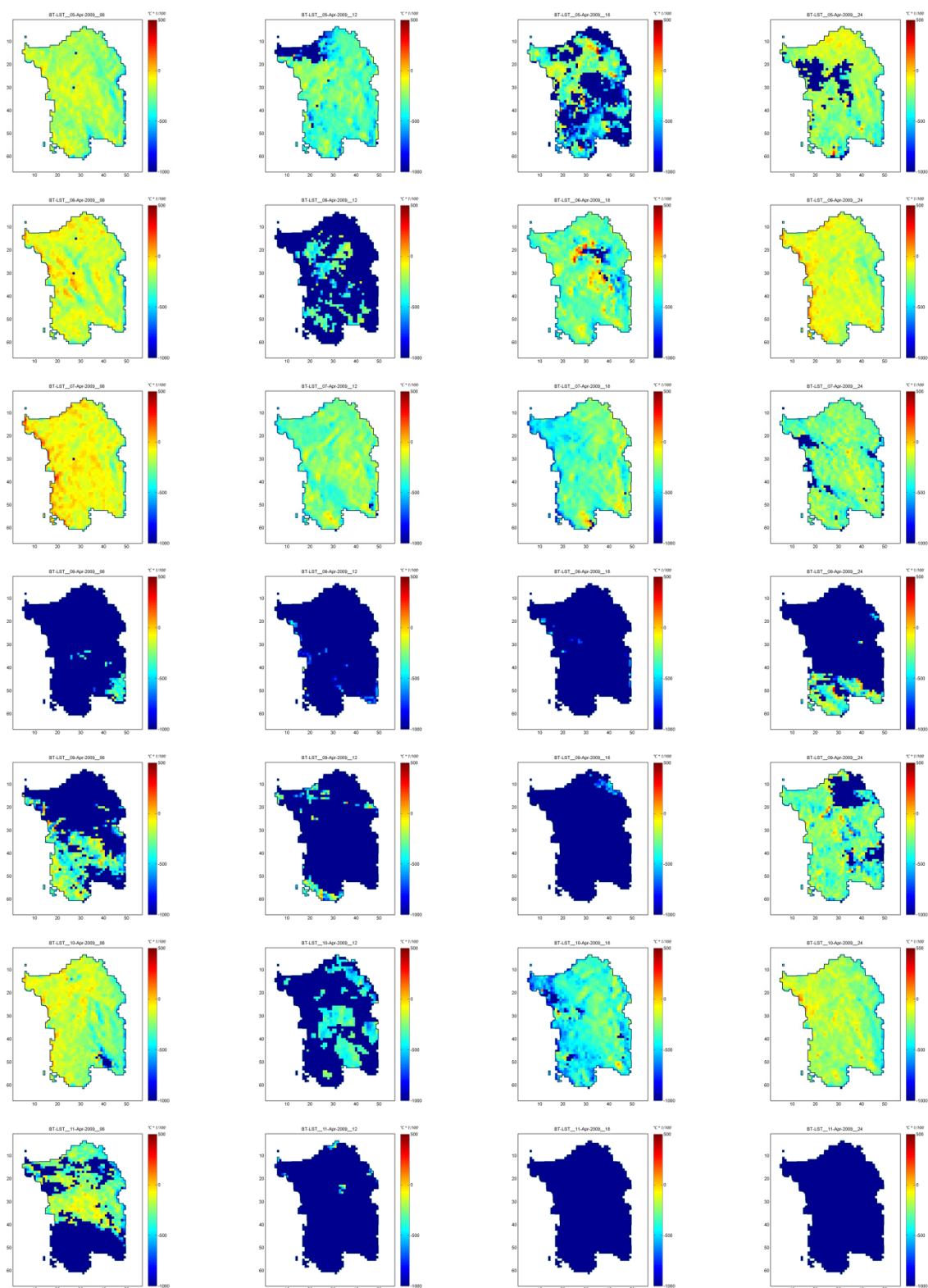


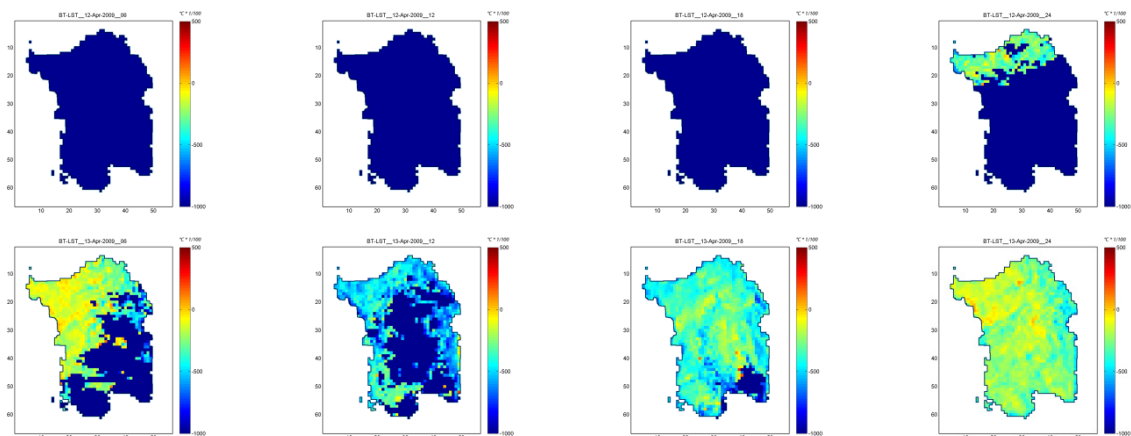


Appendice 6: mappe del parametro BT-LST - 20 Marzo - 20 Aprile 2009 - Sardegna









6 Conclusioni

Il presente lavoro si inserisce in un contesto di ricerca estremamente recente ma che è stato presto foriero di innovazioni significative e che si prospetta destinato a svilupparsi sempre più.

Il telerilevamento offre moltissimi vantaggi per quanto concerne il monitoraggio continuo dei siti di studio e il mantenimento di operatività anche durante l'eventuale inaccessibilità delle aree soggette a disastri di scala territoriale.

La ricerca ha inteso evidenziare le potenzialità dell'uso di tecnologie di telerilevamento termico, specificamente mediante l'uso di sensori satellitari, nell'ambito degli studi sismologici.

È stato evidenziato un legame tra anomalie di tipo termico e la singola attività sismica in corso oltre che le aree in generale attive sismicamente: applicando vincoli molto restrittivi si è visto come 6 su 17 scosse nelle aree di osservazione esterne all'area Aquilana hanno manifestato fenomeni di possibile precursione termica. Analizzando le anomalie con finalità interpretative si è inoltre evidenziato un legame potenziale ancora più stretto.

Infatti lo sviluppo di un approccio innovativo nello sfruttamento della variabilità temporale dei dati termici ha consentito di evidenziare aree anomale di forma e dimensioni riconducibili a strutture tettoniche, e in discreto accordo le contemporanee distribuzioni di sismicità di magnitudo bassa e medio bassa.

L'operazione di accorpamento temporale dei dati, mediante media mobile di 9 giorni e regressione lineare dei risultati, ha prodotto un significativo incremento di risoluzione nelle mappe di anomalia termica rispetto alle analisi termiche presenti in letteratura per lo stesso caso di studio (*Genzano N. et alii, 2009; Pergola N. et alii, 2010; Lisi M. et alii, 2010*).

Pur non avendo dati di confronto a terra per verificare che la migliore definizione di linee tettoniche sia reale e non solo apparente infatti, tale risultato è in accordo con la quasi totalità di giustificazioni teoriche attualmente sostenute dagli studi sull'argomento che vogliono la comparsa dei fenomeni termici come associati alle tracce in superficie delle faglie attivate dagli eventi sismici recenti e passati. Tali teorie sono inoltre state suffragate in passato da alcune osservazioni di eventi sismici avvenuti in condizioni meteorologiche meno problematiche, ad esempio nel caso del terremoto di Bhuj-Gujarat del 26 Gennaio 2001, M_L 7.7 (*Genzano N. et alii, 2007*).

Di contro, il processing di ripulitura ed accorpamento dei dati ha portato all'impossibilità di riconoscere dati in alta frequenza che pure potrebbero dare un contributo significativo allo studio della fisica del terremoto innanzitutto e auspicabilmente alla definizione affidabile di segnali precursori del sisma. Possibili sviluppi in questa direzione potrebbero venire da tecniche di analisi spettrale, Fourier e wavelets, sulle serie temporali delle temperature e dall'applicazione di modelli di simulazione del rumore e di intelligenza artificiale. Si deve comunque sottolineare come qualsiasi incremento della complessità computazionale ha un peso non indifferente, con ricadute sia sulle potenze di calcolo da coinvolgere sia soprattutto sui tempi di elaborazione che sono fondamentali nell'ottica del monitoraggio e della gestione del rischio.

L'indicatore di anomalia termica proposto, dT/dt , pare dimostrarsi durante l'intervallo di osservazione di Ottobre 2008 in grado di rilevare il passaggio, segnalato in letteratura, dal regime sismico di background ad uno maggiormente attivo con un'anomalia concentrata sull'area aquilana ed una seconda nelle vicinanze nella regione del Lazio.

Lo stesso ha inoltre rivelato una buona affidabilità sull'area sismicamente passiva, analizzata a fini di riferimento in entrambi i periodi di osservazione, con la rilevazione di poche anomalie di intensità ed estensione limitata riconducibili o ad attività antropiche o a condizioni di copertura nuvolosa occasionalmente gravose anche all'interno dell'intervallo di stack adottato (Sardegna, ottobre 2008 e primavera 2009).

Per quanto riguarda il periodo della primavera 2009, bisogna sottolineare come tale periodo di osservazione sia significativamente maggiore di quelli attualmente presenti in letteratura, solitamente concentrati nell'arco di un mese centrato sulla data della scossa del 6 Aprile. In parziale accordo con tali studi è stata rilevata un'anomalia termica nell'Appennino Settentrionale tra il 20 ed il 23 Marzo che si protrae anche fino al 29, mentre da letteratura risultano anomalie termiche sia pure di minore estensione in aree prospicienti nei giorni 21, 22, 28 Marzo e 3 Aprile, riconducibili ad una scossa di M_L 4.6 e 14 km di profondità nei pressi di Forlì.

Per quanto riguarda lo sciame sismico aquilano bisogna segnalare come sia presente una anomalia inizialmente leggera a partire dal 27 Marzo e poi intensa e concentrata attorno all'area sismicamente più attiva tra il 30 Marzo ed il 6 Aprile. In letteratura è stata pure rilevata un'anomalia termica su un'area significativamente maggiore nei giorni 30, 31 Marzo e 1 Aprile. In accordo con le osservazioni di letteratura (15 Marzo - 15 Aprile) non si è osservata attività termica nei periodi di osservazione simultanea successiva ai fenomeni appena esposti, nonostante il verificarsi di un'attività sismica molto intensa sia come magnitudo che frequenze. Inoltre non risulta attualmente

possibile associare tale anomalia singolarmente alle scosse sismiche premonitrici (ad es. 30 Marzo 2009, M_L 4.1), principale (6 Aprile, M_L 5.9), e alle repliche (19 scosse di $M_L > 4.0$ in 4 giorni, di cui le maggiori il 7 Aprile, M_L 5.4, ed il 9 Aprile, M_L 5.1).

Tra il 24 Aprile ed il 3 Maggio si osserva un'ulteriore anomalia dell'indicatore dT/dt sul versante orientale dell'Appennino Centrale in buon accordo spaziale con la più leggera contemporanea attività sismica presente (tutte le 19 scosse $3.0 < M_L < 3.8$ avvenute nell'area di osservazione durante il periodo 24 Aprile-3 Maggio sono nel distretto aquilano all'interno dell'area dell'anomalia termica sia pure in posizione non baricentrica, così come molta parte di quelle $2.0 < M_L < 3.0$, 91 su 194).

Dal punto di vista temporale bisogna segnalare come l'indicatore dT/dt proposto comporti uno sfasamento "in ritardo" rispetto all'analisi dei dati grezzi in ragione della procedura di stack, ma anche uno sfasamento "in anticipo" rispetto ad un ipotetico segnale parabolico essendo segnalatore della crescita della funzione analizzata (si annulla sul massimo); la prevalenza dell'uno o dell'altro effetto dipende dal periodo del segnale analizzato rispetto alla finestra di stack adottata.

Il legame tra i parametri termici e la sismicità dell'area si è rivelato potenzialmente perfino più evidente quando si è utilizzata la tecnologia termica per rilevare anomalie spaziali nello strato atmosferico a contatto con la superficie del suolo mediante la differenza $BT_{10.8}$ -LST. Infatti le aree in cui si sono concentrate in maniera sostanzialmente esclusiva le anomalie di maggiore intensità corrispondono pienamente con le aree in cui si è sviluppata la sismicità più intensa. Si deve comunque sottolineare come l'intervallo temporale disponibile non ha sostanzialmente consentito di definire una dinamica temporale dell'anomalia nelle componenti spettrali della radiazione termica mediante le mappe che la identificano nell'area aquilana per tutto il mese di osservazione (20 Marzo – 20 Aprile 2009) senza identificare l'inizio o la fine del fenomeno. Appaiono comunque promettenti anche i risultati ottenuti dall'osservazione dello stesso parametro nelle serie temporali di singoli pixel, da cui emergono possibili dinamiche nei pixel interessati dalle scosse più importanti. Oltre all'incremento del periodo di osservazione l'analisi proposta potrebbe sicuramente giovare anche del coinvolgimento di più bande spettrali a confronto per poter isolare eventuali effetti dovuti alle coperture del suolo e alle emissività superficiali.

Pur nei limiti appena descritti, la differenza tra temperatura di brillantezza e temperatura stimata al suolo è apparsa quindi in grado di discriminare tra le aree sismicamente attive quelle in cui si è accumulata e poi liberata la maggiore quantità di energia meccanica, ovvero il distretto aquilano dal

resto delle aree appenniniche che hanno mostrato anomalie termiche nel parametro dT/dt legate invece spazialmente e temporalmente anche a sismi di minore magnitudo ($M_L > 3$).

Sia le indagini relative al riscaldamento notturno che quelle relative alle anomalie atmosferiche, soprattutto se consolidate e confermate da un'estensione delle osservazioni a periodi più ampi o addirittura continui e ad altri casi di studio, potrebbero inoltre essere il presupposto per una verifica ancora più puntuale del legame tra effetti termici ed energie coinvolte essendo tra queste l'energia meccanica quella di stima più immediata.

L'analisi che maggiormente ha sofferto per le condizioni meteorologiche è stata quella sui dati grezzi che ha fornito un risultato, parziale, in un singolo caso, ma che qualora confermato potrebbe aprire nuove promettenti prospettive di indagine sui fenomeni di precursione.

La simulazione numerica della trasmissione del calore dalle profondità ipocentrali alla superficie radiante ha dimostrato come in prima approssimazione il contributo termico della conduzione di calore dalle zone di preparazione e innesco delle dislocazioni sismiche alla superficie sia trascurabile rispetto ai fenomeni rilevati dai dati sperimentali e dalle analisi in letteratura.

Infine è utile sottolineare che soprattutto un campo di studio non ancora completamente conosciuto come quello dei terremoti e specialmente delle sue manifestazioni non meccaniche, potrebbe trovare grande vantaggio dall'integrazione di differenti tecnologie intese sia dal punto di vista strumentale che dalla realizzazione di procedure di rilievo e modelli interpretativi multi-parametrici attualmente praticamente assenti o intesi in senso formale senza reale integrazione dei dati. Considerazione che del resto sta diventando sempre più attuale ogni volta che la prospezione geofisica ha necessità di migliorare prestazioni di stima ormai consolidate anche grazie agli sviluppi computazionali a disposizione.

Qualora fosse confermata una forte correlazione tra i dati sismici ed i dati termici, potrebbe essere ipotizzabile l'installazione al suolo di reti di monitoraggio sia termico che di emissione gassosa, eventualmente ma non esclusivamente anche ricorrendo a sensori di telerilevamento a terra, per il monitoraggio dei parametri non cinematici dei terremoti.

Come indicato anche nel paragrafo 5.3.5 relativo al confronto tra le anomalie termiche e la sismicità rilevata, la definizione di layout a più parametri comporterebbe notevoli vantaggi sia nella ricerca di base finalizzata alla comprensione dei fenomeni sismici, sia nell'applicazione di analisi statistiche per la definizione della maggiore probabilità di accadimento di un terremoto di magnitudo potenzialmente dannoso (es. $M_L > 5.5$). La stessa applicazione del parametro dT/dt ad esempio integrata con analisi sui dati non accorpati come quelle rilevate in letteratura (RETIRA) avrebbe, nei

periodi e nelle aree di studio analizzate, permesso di definire una discreta risoluzione geometrica delle aree interessate dall'evento atteso ed una migliore gerarchia tra le magnitudo attese.

7 Riferimenti bibliografici

Adams D. A., Eneva M., 2006, "In Search of Thermal Precursors to Earthquakes in California Using Spaceborne TIR Data", American Geophysical Union – Fall Meeting 2006, abstract #T31A-0432

Adams D. A., Eneva M., 2007, "In Search of Thermal Precursors to Earthquakes in California Using Land Surface Temperature Data", American Geophysical Union – Fall Meeting 2006, abstract #S33B-1312

Bakhmutov V.G., Groza A.A., 2008, "The dilatancy-diffusion model: new prospects", Proceedings of the 7th International Conference "Problems of Geocosmos", St. Petersburg, 16-30 May 2008

Basili R. et alii, 2008, "The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: Summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology", in "Tectonophysics" vol. 453, 20-43

Braile L., 2010, "Seismic waves" Purdue University - Indiana
<http://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/waves/WaveDemo.htm>

Brivio P. A., Lechi G., Zilioli E., 2006, "Principi e metodi di telerilevamento", CittàStudi editore;

Caccamo D. et alii, 2005, "Elementi di fisica della terra solida", Aracne editrice

Carpinteri A., Cardone F., Lacidogna G., 2010, "Energy Emissions from Failure Phenomena: Mechanical, Electromagnetic, Nuclear", Experimental Mechanics, vol 50, p. 1235-1243

Cervone G. et alii, 2006 "Surface latent heat flux and nighttime LF anomalies prior to the Mw = 8.3 Tokachi-Oki earthquake." Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2006, 6.

Chen W.F., Scawthorn C., 2003, "Earthquake Engineering Handbook", CRC Press

Chengyu C. et alii, 1999, "Monitoring the Thermal IR Anomaly of Zhangbei Earthquake Precursor by Satellite Remote Sensing technique", in proceeding of "ACRS 1999 – 20th Asian Conference on Remote Sensing"

Cicerone R.D., Ebel J.E., Britton J., 2009, "A systematic compilation of earthquake precursors" in "Tectonophysics" vol 476 / 2009, 371-396

De Carli M. et alii, 2003, “Sviluppi nelle pompe di calore: il terreno come sorgente termica”, in atti Convegno AICARR “Le moderne tecnologie negli impianti e nei componenti”

Dey S., Singh R. P., 2003, “Surface latent heat flux as an earthquake precursor”, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol 3, 749-755

Di Luccio F. et alii, 2010, “Normal faults and thrusts reactivated by deep fluids: The 6 April 2009 Mw 6.3 L'Aquila earthquake, central Italy”, *J. Geophys. Res.*, 115, B06315, doi:10.1029/2009JB007190

Di Toro G. et alii, 2006, “Relating High-Velocity Rock-Friction Experiments to Coseismic Slip in the Presence of Melts” in “Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting”, *Geophysical Monograph Series*, American Geophysical Union editore

Dogliani C., 1994, “Elementi di tettonica”, casa editrice Il Salice

Dunham E.M., 2007, “Thermal Weakening Mechanisms”, <http://pangea.stanford.edu/~edunham/research/thermal.html>

Etiopie G., Calcara M., Quattrocchi F., 1997, “Seismogeochemical algorithms for earthquake prediction: an overview”, *Annali di Geofisica*, vol XL, n 6, dicembre 1997

Eumetsat, 2010, “MSG Level 1.5 Image Data Format Description”, documentazione tecnica;

Freund F., 2003, “Rocks that Cranckle and Sparkle and Glow – Strange Pre-Earthquake Phenomena – ” in “*Journal of Scientific Exploration*” vol 17 (2003), 37-71

Geller R. J., 1997, “Earthquake prediction: a critical review”, *Geophysical Journal International*, Vol 131, 425-450

Genzano N. et alii, 2007, “A robust satellite technique for monitoring seismically active areas: The case of Bhuj-Gujarat earthquake”, *Tectonophysics* 431 (2007) 197–210

Genzano N. et alii, 2009, “RST analysis of MSG-SEVIRI TIR radiances at the time of the Abruzzo 6 April 2009 earthquake”, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 2073-2084

Gorny V.I. et alii, 1988, “The earth’s outgoing IR radiation as an indicator of seismic activity” *Proc. Acad. Sci. USSR*, 301, 67-69;

Grandori G., Guagenti E., 2009, “Prevedere I terremoti: la lezione dell’Abruzzo”, *Ingegneria sismica* n 3, luglio-settembre 2009

- Guangmeng G., 2008*, "Studying thermal anomaly before earthquake with NCEP data" in "The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. Vol. XXXVII. Part B8. Beijing 2008"
- Gutenberg B., 1945a*, Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes, Bulletin Seismological Society America, Volume 35, pp. 3-12
- Gutenberg B., 1945b*, Amplitudes of P, PP, and S and magnitudes of shallow earthquakes, Bulletin Seismological Society America, Volume 35, pp. 57-69.
- Gutenberg B., 1945c*, Magnitude determination for deep focus earthquakes, Bulletin Seismological Society America, Volume 35, pp. 117-130.
- Gutenberg B., Richter C.F., 1954*, "Seismicity of the Earth and Associated Phenomena" , Princeton University Press, Princeton, NJ
- Hanks T.C., Kanamori H., 1979*, "A Moment Magnitude" J. Geophys. Res., v. 84, p. 2348-2350
- Heaton T.H., Tajima F., Mori A.W., 1986*, "Estimating Ground Motions Using Recorded Accelerograms," Surv. Geophys., 8, 25-83.
- Ishibashi K., 1988*, "Two categories of earthquake precursors, physical and tectonic, and their roles in intermediate-term earthquake prediction"
- Kanamori H., 2003*, "Earthquake Prediction: An Overview", in Lee W.H.K., Kanamori H., et alii, "International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology", vol 81B, p. 1205-1216.
- Lisi M. et alii, 2010*, "A study on the Abruzzo 6 April 2009 earthquake by applying the RST approach to 15 years of AVHRR TIR observations" in "Natural Hazards and Earth System Sciences" vol 10 / 2010, 395-406
- Lombardo G., 2009*, "Geofisica delle aree urbane", Aracne editrice;
- Lomnitz C., 1994*, "Fundamentals of Earthquake Prediction", Wiley & Sons editore
- Mulargia F., 2000*, "Un'introduzione alla meccanica delle faglie", Clueb editore
- O'Keefe S.G., Thiel D.V., 1995*, "A mechanism for the production of electromagnetic radiation during fracture of brittle materials", Physics of the Earth and Planetary Interiors, 89, p. 127-135
- Ouzounov D., Freund F., 2004*, "Mid-Infrared emission prior to strong earthquakes analyzed by remote sensing data" in "Advances in Space Research" vol 33 (2004), 268-273

Ouzounov D., et alii, 2006, "Satellite thermal IR phenomena associated with some of the major earthquakes in 1999–2003." *Phys. Chem. Earth* 2006, 31.

Papadopoulos G.A. et alii, 2010, "Strong foreshock signal preceding the L'Aquila (Italy) earthquake (Mw 6.3) of 6 April 2009" in "Natural Hazards and Earth System Sciences" vol 10 / 2010, 19-24.

Pergola N. et alii, 2010, "Using RST approach and EOS-MODIS radiances for monitoring seismically active regions: a study on the 6 April 2009 Abruzzo earthquake" in "Natural Hazards and Earth System Sciences" vol 10 / 2010, 239-249

Pulinets S. A. et alii, 2006a, "The physical nature of thermal anomalies observed before strong earthquakes", *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol 31 (2006), 143-153

Pulinets S.A. et alii, 2006b, "Thermal, atmospheric and ionospheric anomalies around the time of the Colima M7.8 earthquake of 21 January 2003." *Ann. Geophys.* 2006, 24.

Qiang Z. et alii, 1997, "Thermal infrared anomaly precursor of impending earthquakes", *Pure and Applied Geophysics*, Vol 149 N 1, 159-171

Qiang Z. et alii, 1999, "Satellitic thermal infrared brightness temperature anomaly image-short-term and impending earthquake precursors", *Science in China series D: Earth Sciences*, Vol 42 N 3 (June 1999)

Ranieri G., Piroddi L., 2009, "Methods for the identification of areas for geothermal use", in AA.VV., "Suitable planning: landscape, environment, energy. The Cagliari Metropolitan Area case study", Gangemi editore;

Rees W.G., 1999, "The Remote Sensing Data Book", Cambridge University Press

Rees W.G., 2001, "Physical Principles of Remote Sensing", Cambridge University Press;

Richter C.F., 1935, "An Instrumental Earthquake Scale", *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 25, 1–32

Richter C.F., 1958, "Elementary Seismology", W.H. Freeman, San Francisco

Rozhnoi A. et alii, 2009, "Anomalies in VLF radio signals prior the Abruzzo earthquake (M=6.3) on 6 April 2009" in "Natural Hazards and Earth System Sciences" vol 9 / 2009, 1727-1732

Saraf A. K. et alii, 2008, "Detecting Earthquake Precursor: A Thermal Remote Sensing Approach" in proceeding of "Map India 2008 – 11th Annual International Conference and Exhibition on Geospatial Information, Technology and Application"

Scholz C.H., Syke L.R., Aggarwal Y.P., 1973, "Earthquake prediction: a physical basis", *Science*, 181, p. 803-809

Shanjun L., Lixin W., 2005, "Study on Mechanism of Satellite IR Anomaly before Tectonic Earthquake", in proceedings of "25th IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium", Vols 1-8: 5 060-5 063

Singh R.P., Mehdi W., Sharma M., 2010, "Complementary nature of surface and atmospheric parameters associated with Haiti earthquake of 12 January 2010" in "Natural Hazards and Earth System Sciences" vol 10 / 2010, 1299-1305

Tjemkes S. A., Schmetz J., 1998, "Radiative Transfer Simulations for the Thermal Channels of METEOSAT Second generation", Eumetsat Report

Tramutoli V., 1998, "Robust AVHRR Techniques (RAT) for environmental monitoring: theory and applications." In *Earth Surface Remote Sensing II*; Cecchi, G., Zilioli, E, Eds.; SPIE: Barcelona, Spain, 1998.

Tramutoli V. et alii, 2001, "Robust satellite techniques for remote sensing of seismically active areas." *Ann. Geofis.* 2001, 44.

Tramutoli V. et alii, 2005, "Assessing the potential of thermal infrared satellite surveys for monitorino seismically active areas: The case of Kocaeli (Izmit) earthquake, August 17, 1999" *Remote Sensing of Environment*, Vol 96 (2005), 409-426

Tronin A. A., 2000, "Thermal IR satellite sensor data application for earthquake research in China", *Internationa Journal of Remote Sensing*, Vol 21 Issue 16 (Nov 2000), 3169-3177 (abstract)

Tronin A. A., Hayakawa M., Molchanov, 2002, "Thermal IR satellite data application for earthquake research in Japan and China", *Journal of Geodynamics* 33 (2002), 519-534

Tronin A.A., et alii, 2004, "Temperature variations related to earthquakes from observation at the ground stations and by satellites in Kamchatka area" in "Physics and Chemistry of the Earth" vol 29 (2004), 501-506

Tronin A.A., 2006, "Remote sensing and earthquakes: a review." *Phys. Chem. Earth* 2006, 31.

Tronin A. A., 2010, "Satellite Remote Sensing in Seismology. A Review" *Remote Sensing* 2010, vol 2.

Wan Z., Dozier J., 1996, "A Generalized Split- Window Algorithm for Retrieving Land-Surface Temperature from Space" in "IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing", Vol. 34, No. 4;

Wei L. et alii, 2009, "Satellite thermal infrared earthquake precursor to the Wenchuan Ms 8.0 earthquake in Sichuan, China, and its analysis on geodynamics." Acta Geol. Sinica-Engl. Ed. 2009, 83.

Wyss M., 1997, "Second round of evaluations of proposed earthquake precursors", Pure and Applied Geophysics, Vol 149 N 1 (Jan 1997), 3-16

Zavyalov A., 2005, "Medium-term prediction of earthquakes from a set of criteria: Principles, methods, and implementation", Russian Journal of Earth Science, vol 7, n 1 (Feb 2005), 51-73

Zavyalov A., 2008, "Commission on Earthquake Sources: Modeling and Monitoring for Prediction", IASPEI, Activity Report 2007-2008